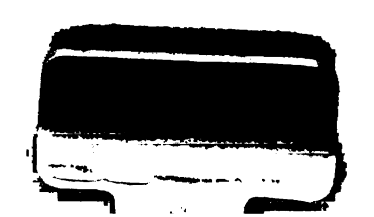












ELEMENTE DER GEOLOGIE

ELEMENTE

DER

GEOLOGIE

VON

Dr. HERMANN CREDNER

ORD. PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT LEIPZIG UND DIREKTOR DER K. SÄCHS. GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT, K. S. GEHEIMEN BERGRAT

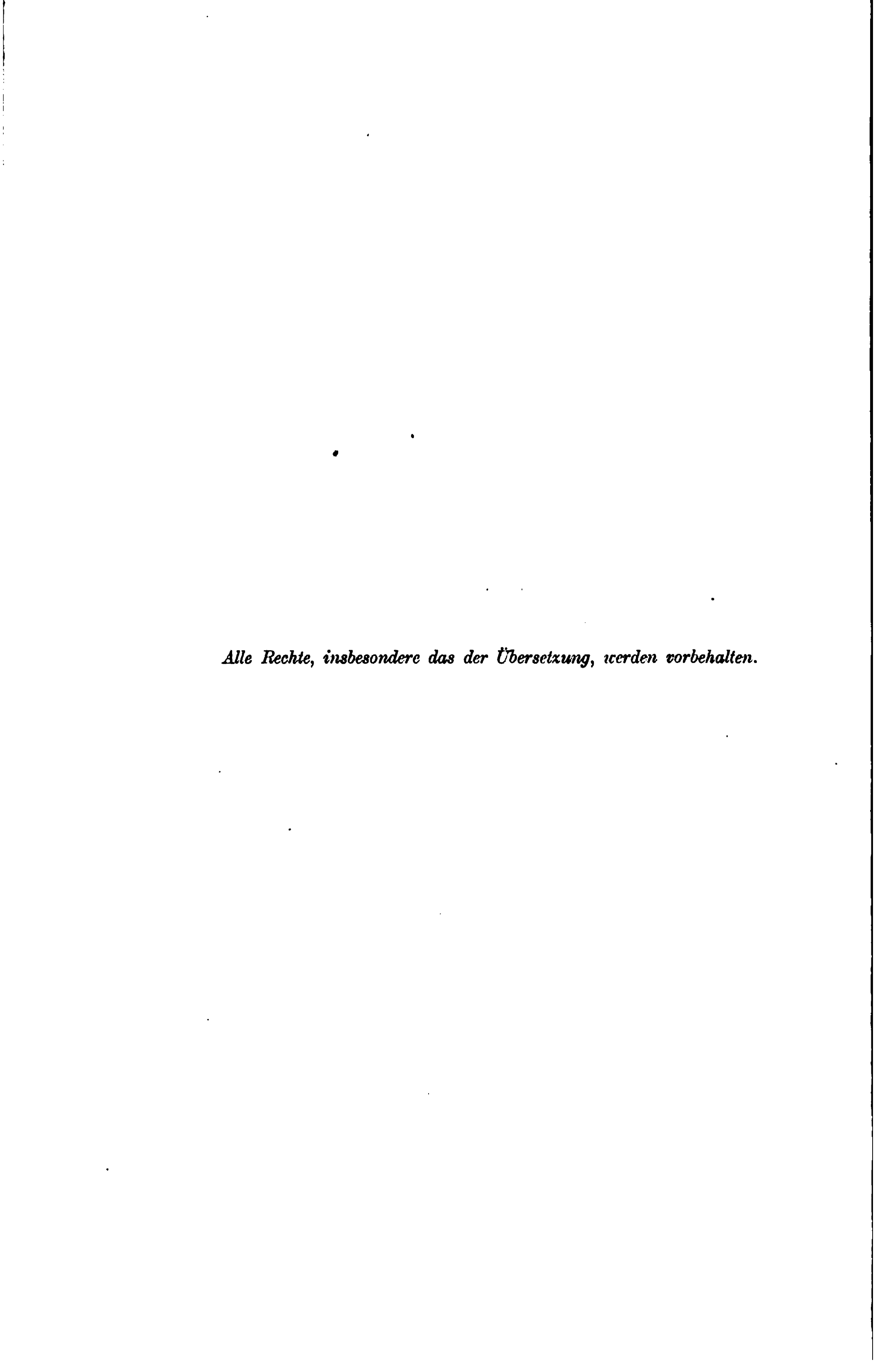
ZEHNTE, UNVERÄNDERTE AUFLAGE

MIT 624 ABBILDUNGEN IM TEXT

LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1906



IN DANKBARER ERINNERUNG

AN

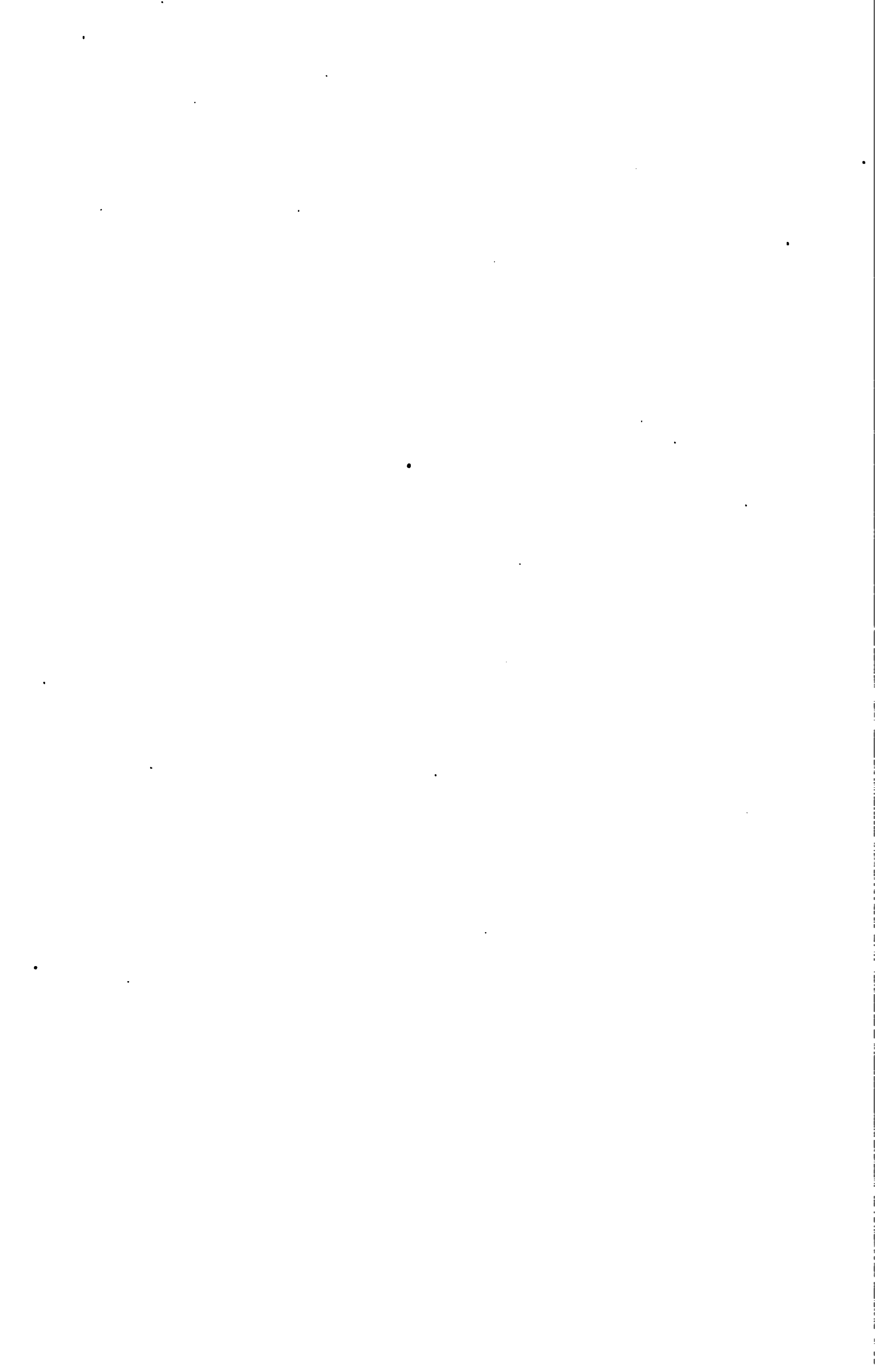
SEINEN TEUREN VATER UND LEHRER

Dr. HEINRICH CREDNER

DEN

UNERMÜDLICHEN FORSCHER IM GEBIETE
NORDDEUTSCHER GEOLOGIE

DER VERFASSER



Vorwort zur neunten, neubearbeiteten Auflage.

Bereits vor nun fast zwei Jahren war die 8. Auflage meiner »Elemente der Geologie« vergriffen, doch gestatteten mir damals meine Berufspflichten nicht, mich der Bearbeitung einer neuen Auflage zu unterziehen. Die anhaltende Nachfrage nach dem Buche machte deshalb die Veröffentlichung eines unveränderten Neudruckes desselben erforderlich, der aber dem sich steigernden Bedarf auch nur für kurze Zeit genügte.

Die sich auf solche Weise kundgebende Würdigung meines Lehrbuches, wie sie demselben von Seiten meiner Fachgenossen fortdauernd zu teil wurde, mußte mich einerseits mit dem Gefühle dankbarer Befriedigung, anderseits mit dem Bewußtsein erhöhter Verantwortlichkeit gegenüber den Jüngern unserer Wissenschaft erfüllen. Letzterem habe ich nach Kräften versucht, gerecht zu werden.

Auf das dankbarste aber muß ich anerkennen, daß die Erreichung meines Zieles auch diesmal von Seiten wohlwollender Fachgenossen durch Mitteilung von Berichtigungen, Ergänzungen und guten Ratschlägen wesentlich gefördert worden ist. Durch derartige willkommene Hilfsleistungen haben mich die Herren R. Beck, C. Councler, J. Früh, F. Katzer, K. Martin, W. Salomon, A. Steusloff und J. Walther, in besonders hohem Maße aber die Herren Rud. Credner, L. Beushausen, E. Holzapfel, H. Klaatsch, R. Reinisch, E. Schumacher, T. Sterzel und E. Zimmermann zu lebhaftem Danke verpflichtet. Ebensolchen schulde ich Herrn F. Etzold, der sich der Anfertigung des Registers auf das umsichtigste unterzogen hat.

Den in den früheren Auflagen dieses Lehrbuches als »physiographische Geologie« bezeichneten, kurzen ersten Abschnitt habe ich als solchen nicht mehr aufrecht erhalten, vielmehr den größten Teil seines Inhaltes, nämlich »die gedrängte Beschreibung derjenigen Erscheinungen des Erdganzen, in welchen die frühesten Zustände unseres Planeten ihren Ausdruck gefunden haben« direkt mit der Lehre von den endogenen Vorgängen verflochten.

Der Abschnitt über dynamische Geologie ist, um dem Studierenden gleich von Beginn an durch die Schilderung der Lebensprozesse der Erde ein warmes, einsichtiges Interesse für die Aufgaben der geologischen Wissenschaft einzuflößen, dem rein beschreibenden petrographischen Abschnitte vorangestellt worden.

Zu besonderer Genugtuung gereicht es mir, daß das Buch trotz durchgreifender Neubearbeitung und trotz tatsächlicher Vermehrung seines Inhaltes auch in seiner neuen Gestalt den Umfang der letzten Auflage nur um wenige Seiten überschreitet.

Leipzig, im Oktober 1902.

Vorwort zur zehnten, unveränderten Auflage.

Die neunte Auflage meiner »Elemente der Geologie« ist trotz deren Höhe, die auf einen längeren Zeitraum berechnet war, buchhändlerisch vergriffen. Das Bedürfnis nach einer neuen Auflage machte sich so unerwartet rasch geltend, daß eine einheitliche Durcharbeitung des Buches nicht zu ermöglichen gewesen wäre, ohne sein Wiedererscheinen auf fast Jahresfrist hinauszuschieben. Um jedoch die sich stetig steigernde Nachfrage und das sich hierdurch kundgebende Bedürfnis nach demselben befriedigen zu können, empfahl sich eine solche Verzögerung nicht. Sollte aber das seit nun mehr als drei Jahrzehnten eingebürgerte Lehrbuch nichts von seiner Einheitlichkeit einbüßen, so mußte ich mich entschließen, auch von allen sporadischen Eingriffen, wie sie sich an vielen Stellen leicht möglich gemacht haben würden, abzusehen und seinen Inhalt und seine Form durchaus unberührt zu lassen.

So ist denn diese 10. Auflage der vollständig unveränderte Abdruck ihrer Vorgängerin geblieben.

Für die nötigen Korrekturlesungen und für die infolge der jetzt zur Anwendung gelangten neuen Orthographie erforderlich gewordene Neubearbeitung des Registers bin ich Herrn Dr. Frz. Etzold zu großem Danke verpflichtet.

Leipzig, im Juli 1906.

Hermann Credner.

Inhalt.

Einleitung.

Dritter Abschnitt.

Petrogenetische Geologie.

Vierter Abschnitt.

Tektonische Geologie.

Seite

Fünfter Abschnitt.

Historische Geologie.

A. Einleitendes.

B. Formationslehre.

a) Die archäische Formationsgruppe.

Die Ur-Gneißformation.

Die krystallinische Schieferformation.

b) Die paläozoische Formationsgruppe.

Das Präcambrium (Algonkium).

Die cambrische Formation.

Die silurische Formation.

Seite

Die devonische Formation.

Die carbonische oder Steinkohlenformation.

Die permische Formation oder die Dyas.

c) Die mesozoische Formationsgruppe.

Die Trias

Seite

2. Der Muschelkalk.

3. Der Keuper.

Die englische Trias (New Red Sandstone)

Die New Red Sandstone- Formation in Nordamerika.

B. Die pelagische Fazies der Trias.

Die alpine Trias.

Die außeralpine pelagische Trias.

Der Jura.

1. Der Lias.

2. Der Dogger oder braune Jura.

3. Der weiße oder obere Jura (Malm).

Die Kreideformation.

---

d) Die känozoische Formationsgruppe.

Die Tertiärformation.

Das Quartär.

Das Diluvium (Pleistocän oder Postpliocän).

Einleitung.

§ 1. **Aufgabe der Geologie.** Die Geologie faßt die Erde als ein kosmisches Individuum auf, dessen Aufbau, dessen Kraftäußerungen und dessen Entwickelungsgeschichte sie zu erforschen hat. Sie bezweckt demnach nicht allein das Studium des fertigen Erdganzen und seiner einzelnen Glieder, — ihr Endziel ist vielmehr die Ergründung der Geschichte unseres Planeten und seiner Bewohner. Sie soll versuchen, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen und das Wirken der bei diesem Entwickelungsprozesse tätigen Naturkräfte zu ermitteln; sie soll versuchen, von den Zuständen der Erde während verflossener Perioden, von den jeweiligen Faunen und Floren auf ihrer Oberfläche, von der Verteilung von Festland und Meer, von den klimatischen und vulkanischen Erscheinungen früherer Zeitalter ein Bild zu gewinnen und endlich die allmählichen Veränderungen zu verfolgen, welchen alle diese Verhältnisse im Laufe der Entwickelungsgeschichte der Erde unterworfen waren.

Die Geologie liefert nach alledem nicht eine nackte Naturbeschreibung, ihre Aufgabe ist ebensoviel geschichtlicher Art; — sie ist die Lehre von der Zusammensetzung, dem Bau und der Entwickelung der Erde.

§ 2. **Einteilung der Geologie.** Die geologische Erforschung des Erdkörpers hat folgende, sich logisch auseinander entwickelnde Fragen aufzustellen und zu beantworten:

1. Welche Kräfte sind es, die sich bei dem Entwickelungsprozess der Erde und zwar namentlich bei der Bildung und Umbildung des Materiales und der Oberflächengestaltung der Erdrinde betätigt haben und noch betätigen? Mit Beantwortung dieser Frage befaßt sich die dynamische Geologie.

2. Aus was für Material besteht der uns zugängige Teil der Erde? Auskunft hierüber erteilt die petrographische Geologie.

3. Auf welche Weise haben sich unter Mitwirkung der irdischen Kräfte die verschiedenartigen Gesteine gebildet? Darauf antwortet die petrogenetische Geologie.

4. Wie sind die Gesteine zum Aufbau der Erdfeste benutzt worden, wie sind sie zum Ganzen verbunden, welches ist die Architektonik der Erde? Diese Frage behandelt die tektonische Geologie.

5. Welches ist die Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner? Eine Frage, welche die historische Geologie zu beantworten sucht.

§ 3. **Geologische Literatur.** Die wissenschaftliche Entfaltung der Geologie war abhängig von der Entwickelung der Chemie, Physik, Mineralogie und Paläontologie und gehört wie die ihrer eben genannten Hilfswissenschaften der neuesten Zeit an. Ein fesselndes Bild ihres Werdens gibt:

K. von Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. München u. Leipzig 1899.

Über die reiche geologische Literatur der Neuzeit kann an dieser Stelle nur das Folgende erwähnt werden. Dieselbe setzt sich zusammen aus:

a) **Handbüchern,** welche das ganze Gebiet der Geologie umfassen; von solchen sind zu nennen:

C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie, 3 Bände, 2. Aufl. Leipzig 1858—1872.
W. von Gümbel (Geologie von Bayern. I. Teil), Grundzüge der Geologie. 1885—88.
M. Neumayr, Erdgeschichte. 2 Bände. 2. Aufl. bearb. von V. Uhlig. Leipzig 1895.
E. Kayser, Lehrbuch der Geologie. Stuttgart 1891—93.
K. von Fritsch, Allgemeine Geologie. Stuttgart 1888.
F. Toula, Lehrbuch der Geologie. Wien 1900.
A. Geikie, Text-Book of geology. London. 2. edit. 1885.
J. D. Dana, Manual of geology. 4. edit. New York and London 1895.
A. de Lapparent, Traité de Géologie. 4. éd. Paris 1899.

b) **Lehrbüchern einzelner geologischer Disziplinen**; z. B. über Formationslehre, Petrographie, Erzlagerstättenlehre und einzelne Abschnitte der dynamischen Geologie.

c) **Monographischen Arbeiten.** Dieselben behandeln teils gewisse Gesteinsarten oder Schichtenkomplexe, teils den geologischen Bau gewisser Gegenden, oder endlich geologische Vorgänge und bilden die Hauptmasse der Literatur. Zahlreiche dieser Publikationen, ebenso wie die Lehrbücher einzelner geologischer Disziplinen werden sich über und in den Abschnitten dieses Lehrbuches zitiert finden. Die Mehrzahl der Monographien ist enthalten in den

d) **geologischen Zeitschriften,** nämlich:

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, gegründet von K. C. von Leonhard und H. G. Bronn 1830, fortgesetzt von G. Leonhard und H. B. Geinitz, seit 1879 herausgegeben von Benecke, Klein und Rosenbusch, seit 1885 von Bauer, Dames, Liebisch, seit 1899 von Bauer, Koken, Liebisch. Seit 1900 mit dem Centralblatt f. Min., Geol. und Pal. (Abkürzung = N. Jahrb.)

Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, erscheint seit 1848 in Berlin. (Abkürzung = Z. d. D. geol. Ges.)

Jahrbuch der königl. preussischen geologischen Landesanstalt. Berlin; seit 1880. (Abkürzung = Jahrb. d. k. pr. geol. La.)

Zeitschrift für praktische Geologie, Berlin; seit 1893 herausgegeben von M. Krahmann. (Abkürzung = Z. f. prakt. Geol.)

Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt, erscheint seit 1850 in Wien; (Abkürzung = Jahrb. d. k. k. geol. R.)

Verhandlungen der k. k geologischen Reichsanstalt. Wien; seit 1867.

Geological Magazine. London. Erscheint seit 1864.

Quarterly Journal of the geological Society of London.

Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.

Bulletin de la Société géologique de France.

Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. Brüssel.

Bolletino del R. Comitato geologico d'Italia. Firenze.

Journal of Geology. Chicago. Seit 1893.

Als Inhaltsanzeiger der neuesten geologischen, petrographischen und paläontologischen Publikationen erscheint seit 1901

Geologisches Centralblatt, herausgegeben von K. Keilhack, Berlin.

e) **Geologische Karten**, begleitet von Profilen, sind der graphische Ausdruck unseres geologischen Gesamtwissens über eine Gegend. Als wesentlich deutsche Beispiele mögen hier angeführt werden:

von Übersichtskarten:

Internationale geologische Karte von Europa. 1 : 1 500 000. Berlin. Seit 1894.

von Dechen, Geognostische Übersichtskarte von Deutschland, Frankreich, England und den angrenzenden Ländern, 2. Ausgabe. 1869.

von Dechen, Geologische Karte von Deutschland. Berlin 1869. 2. Aufl. 1884.

R. Lepsius, Geologische Karte des Deutschen Reiches. 27 Blätter. 1 : 500 000. Gotha 1894.

von Spezialkarten im Maßstabe 1 : 25 000.

Geologische Karte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Herausgegeben unter Leitung von Beyrich und Hauchecorne, seit 1900 von Schmeisser und Beyschlag. Mit erläuternden Texten. Berlin. Seit 1870 im Erscheinen begriffen.

Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Bearbeitet unter der Leitung von H. Credner. Mit erläuternden Texten. Leipzig. Seit 1877.

Geologische Spezialkarte von Elsass-Lothringen. Straßburg. Bearbeitet unter der Leitung von E. W. Benecke.

Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Baden. Bearbeitet unter der Leitung von H. Rosenbusch. Heidelberg.

Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Hessen. Bearbeitet unter der Leitung von R. Lepsius. Darmstadt.

Erster Abschnitt.

Dynamische Geologie.

Die dynamische Geologie ist die Lehre von den Agentien in dem Entwickelungsprozesse der Erde, — sie ist die Lehre von den Kräften, die sich beim Aufbau und bei der Oberflächengestaltung der Erdrinde betätigt haben und noch betätigen. Diese Kräfte sind, je nachdem ihre Ausgangspunkte in der Tiefe des Erdballes oder in dessen Wasser- und Lufthülle zu suchen sind, entweder endogen oder exogen. Für das großartige Maß ihrer Wirksamkeit ist die unübersehbare Länge der geologischen Zeiträume, während deren sich jene Vorgänge abgespielt haben, ein Hauptfaktor.

I. Die endogenen Vorgänge.

§ 1. **Begriff.** Als endogen werden alle diejenigen Vorgänge bezeichnet, welche mit der Glut des Erdkernes und dessen Abkühlung in ursächlichem Zusammenhange stehen. Die Beweisführung für das Vorhandensein eines solchen glutigen Zustandes des Erdinnern geht von der Abstammungsgeschichte unseres Planeten aus, sieht dessen früheste Entwickelungsstadien in gewissen Erscheinungen des Erdganzen, so in der Gestalt und im spezifischen Gewichte der Erde verkörpert und wird durch die Verwertung der Beobachtungen über die Temperaturverhältnisse der erreichbaren Erdtiefe zum Ziele geführt.

§ 2. **Abstammung und früheste Zustände der Erde*).** Das Weltsystem und mit ihm unser Planetensystem verdankt sein Dasein einer einheitlichen mechanischen Entwickelung, — alle seine Glieder besitzen einen gemeinsamen Ursprung. Diese Vorstellung wurde i. J. 1755 zum ersten

*) I. Kant, Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels. 1755. (Auch in Ostwald's Klassikern der exakten Wissenschaften. Nr. 12. 2. Aufl. Herausg. von A. J. v. Oettingen.) — P. S. Laplace, Exposition du système du monde. 1796. — Siehe auch F. Zöllner, Über die Natur der Kometen. Leipzig 1872. S. 459 u. a. O.

Male von Kant in seiner Nebulartheorie entwickelt und begründet. Nach dieser erfüllte ursprünglich die Materie in feinster Verteilung den gesamten Weltraum. Durch Ballung derselben um Punkte stärkster Attraktion entstanden die Zentralkörper der späteren Sternensysteme und so auch derjenige unseres Planetensystems, die Sonne, wobei die sich sammelnden Elemente infolge der Anziehung und Abstoßung zuerst in wirre Wirbelbewegungen, dann in eine gemeinsame Kreisbewegung versetzt wurden. Auch in den peripheren Zonen des noch schwebenden, in kreisförmiger Richtung bewegten Stoffes formen sich durch Ansammlung der leichteren Materie um Punkte von größerer Dichte Ballen, welche jene Bewegung gleichsinnig fortsetzen und zu den Planeten des Sonnensystems werden. Mittelpunkte anderer derartiger Systeme gleichen Ursprungs sind die Fixsterne. Alle diese Einzelsysteme bilden Glieder eines allgemeinen einheitlichen Weltsystems, das um eine Zentralsonne kreist.

Die von Laplace i. J. 1796 aufgestellte Theorie beschränkt sich auf unser Planetensystem, nimmt für den Urnebel, aus dem sich dieses herausbildete, einen glühend-gasförmigen Zustand und als Ursächlichkeit seiner Entwickelung zum Planetensystem die Abkühlung durch fortdauernde Wärmeausstrahlung in Anspruch. Sie geht dabei aus von einem bereits von West nach Ost rotierenden Nebelfleck von ungemein hoher Temperatur, dessen zentralen Kern die Sonne bildete und dessen äußerste Grenze weit über die Bahn der entferntesten unserer heutigen Planeten hinausreichte. Durch Wärmeausstrahlung in den kalten Weltraum erfolgte seine Abkühlung, somit Zusammenziehung und infolge davon Beschleunigung der Rotation des Urnebelfleckes. Sobald aber letztere eine gewisse Grenze überschritt, trat die Bildung von äquatorialen Ringen ein, welche infolge ungleicher Beschaffenheit und Erkaltung zerrissen und sich in einzelne Nebelballen auflösten, deren jeder von West nach Ost rotierte. Aus jedem der letzteren ging ein Planet hervor; auch an ihnen konnte sich der Vorgang der Ringbildung wiederholen, — daher die Trabanten der Planeten und die Saturnringe.

Beide Abstammungstheorien finden ihren tatsächlichen Ausdruck in den Gesetzen und Erscheinungen, welche die Sternenwelt und, was den Geologen zunächst angeht, unser Planetensystem beherrschen. Es umkreisen die Planeten mit ihren Trabanten die Sonne als den Zentralkörper des Systems, — sie bewegen sich um diese und gleichzeitig um ihre Achse in der gleichen Richtung, wie sich die Sonne selbst um ihre Achse dreht, von Westen nach Osten, — sie alle beschreiben auf ihrer Bahn vom Kreise nur gering abweichende Ellipsen, welche nur wenig gegen den Äquator der Sonne geneigt sind, — sie besitzen polare Abplattung, — die äußeren großen Planeten haben eine geringere Dichtigkeit als die inneren, — die chemischen Elemente, welche in der Sonne auf spektralanalytischem Wege nachgewiesen

werden konnten, sind die nämlichen, wie sie an der Zusammensetzung der Erde und anderer Planeten, zugleich aber auch der Fixsterne teilnehmen, — endlich bestehen die Meteoriten, also die auf die Erdoberfläche niederstürzenden kleinsten Weltkörper oder deren Fragmente, ausschließlich aus sich auch auf der Erde findenden Substanzen.

Vom Standpunkte einerseits der Kant'schen Theorie von der genetischen Einheitlichkeit des gesamten Weltsystems und anderseits von dem der Laplace'schen Anschauung über den glutigen Zustand des Urnebels, aus dem sich das Planetensystem durch Abkühlung herausgebildet hat, vermag man noch in unserer heutigen Sternenwelt Repräsentanten aller derjenigen Stadien wieder zu erkennen, welche die Erde bei ihrer Entwickelung nach einander bereits durchlaufen hat, und kann hiernach mit Zöllner folgende Entwickelungsphasen unseres Planeten unterscheiden:

Erste Phase, die des glühend-gasförmigen, nebularen Zustandes, heute repräsentiert durch die planetarischen Nebel, diese z. T. in spiraliger Wirbelbewegung.

Zweite Phase, die der Verdichtung und der ersten Stadien der Abkühlung, repräsentiert durch die noch in weißem Lichte glühenden, dann durch die gelben Fixsterne.

Dritte Phase, die des glühend-flüssigen Zustandes, der Schlackenbildung und der Entstehung einer kalten, nicht leuchtenden Oberfläche. Im Übergange von der zweiten zur dritten Phase soll sich nach Zöllner's Auffassung die Sonne befinden, während ihr Zustand von Secchi für noch glühend-gasförmig angesprochen wird. Die dritte Phase selbst wird repräsentiert durch die Fixsterne mit einer ihrem Glutzustande entsprechenden roten Farbe, sowie meist mit einem infolge der Entstehung großer Schlackenfelder veränderlichen Lichtglanze. Der Übergang von der dritten zur vierten Phase würde sich bei einem Fixsterne unserem Blicke durch ein allmähliches Verschwinden bemerklich machen.

Vierte Phase, die der gewaltsamen Zerberstung der nun bereits gänzlich erstarrten Oberfläche durch innere Glutmasse und dadurch bedingte Eruption und oberflächliche Ergießung der letzteren; ein Ereignis, welches sich gegenwärtig durch das plötzliche zeitweilige Aufleuchten eines neuen Sternes offenbart.

Fünfte Phase, die der fortschreitenden Verdickung der Erstarrungskruste, auf welcher sich die Wasserdünste kondensieren, und schließlich völlige Erkaltung des Himmelskörpers.

Unsere Erde hat die vier ersten Stadien des kosmischen Entwickelungsprozesses durchlaufen und ist in die fünfte Phase eingetreten.

§ 3. **Die Gestalt der Erde.** Die Gestalt der Erde ist im allgemeinen die eines an den Polen abgeplatteten Ellipsoides (Sphäroides), also

eines kugelähnlichen Rotationskörpers mit verkürzter Drehungsachse. Von dieser mathematischen Gestalt entfernt sich jedoch diejenige der Erde durch geringfügige, bald positive, bald negative Abweichungen (Anschwellungen oder Einsenkungen) um etwas. Diese in ihren Einzelheiten noch zu ermittelnde wahre Gestalt der Erde wird als Geoid bezeichnet. Das ideale Rotationsellipsoid, welchem sich die Geoidflächen möglichst anschmiegen, besitzt nach Bessel folgende Hauptmaße:

Durchmesser des Äquators	12754,8 km.
Länge der Erdachse	12712,2 km.
Ersterer übertrifft letztere an Länge um	42,6 km.
Die Abplattung beträgt an jedem Pole	21,3 km = $^1/_{299}$.

Früher glaubte man in der Gestalt der Erde als der eines Rotationsellipsoides einen vollgültigen Beweis für den ursprünglich flüssigen Zustand unseres Planeten zu erblicken. Später aber, als Thomson und G. Darwin rechnerisch zu dem Resultate gelangten, daß auch eine vollkommen starre Kugel von der Größe und Drehungsgeschwindigkeit der Erde unter dem Einflusse der Zentrifugalkraft sich an den Polen ähnlich wie die Erde abplatten müsse, hat die geometrische Gestalt der letzteren ihre Beweiskraft für deren Urzustand eingebüßt. Jedenfalls aber steht dieselbe, da sich außerdem die polare Abplattung auch an allen übrigen meßbaren Planeten unseres Sonnensystems wiederholt, in vollem Einklange mit unserer fester begründeten Anschauung über die früheren Zustände der Erde und gewährt derselben in diesem Zusammenhange eine gewisse Unterstützung.

§ 4. **Das spezifische Gewicht der Erde.** Die mittlere Dichte der Erde ist 5,6 mal größer als die des Wassers (nach Poynting und Jolly = 5,69; nach Wilsing = 5,59; nach Richarz = 5,50; nach Sterneck = 5,7).

Das hohe spezifische Gewicht der Erde muß überraschen, wenn man es mit dem der bekannten festen Erdkruste vergleicht, welches nur etwa 2,7 beträgt, während sich die Dichte der kontinentalen und ozeanischen Erdoberfläche zusammen auf kaum 1,6 beläuft. Hieraus ergibt sich, daß das spezifische Gewicht des Erdinnern bedeutend größer als 5,6 ist, daß also unter der spezifisch leichteren Erdrinde sehr viel schwerere Massen folgen müssen, eine Differenzierung, die einen ursprünglich flüssigen Zustand unseres Planeten voraussetzt, besonders wenn man noch in Betracht zieht, daß Mittelpunkt und Schwerpunkt der Erde zusammenfallen, mit anderen Worten eine regelmäßige Anordnung der gleich dichten Massen zu konzentrischen Zonen stattfinden muß, wobei die spezifisch schwersten den inneren Kern einnehmen, um welchen sich Schalen von nach außen immer geringer werdender Dichtigkeit lagern.

Aus der Zunahme der Dichte der Erde gegen ihr Zentrum, sowie aus

der Tatsache, daß viele der auf die Oberfläche der Erde niederstürzenden Trümmer von Weltkörpern, nämlich der Meteoriten, gänzlich oder zum Teil aus nickelhaltigem Eisen gebildet werden, ist zu schließen, daß auch der Erdkern aus Metallmassen, vorzüglich aus Eisen bestehen dürfte. Hierfür scheinen auch die großen, bis 500 Cent. schweren Blöcke von gediegenem Eisen zu sprechen, welche, vom Basalte aus der Erdtiefe mit hervorgebracht, von Nordenskjöld bei Ovifak an der Westküste von Grönland gefunden wurden.

§ 5. **Temperatur der Erdtiefe. Glutiger Erdkern.** Die Beeinflussung der Temperatur unseres Planeten durch die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen beschränkt sich auf die äußerste Oberfläche der Erde und hört bereits in einer Tiefe von 20 bis 25 m vollständig auf. In diesem Niveau herrscht, da sich hier selbst die jährlichen Wechsel in der Einwirkung der Sonne nicht mehr geltend machen können, eine jahrein, jahraus konstante Temperatur, und zwar müßte dieselbe die nämliche sein wie die mittlere Temperatur des an der Erdoberfläche vertikal darüber gelegenen Punktes, wenn sie nicht durch eine andere, von unten emporsteigende Wärmequelle beeinflußt würde (A. Schmidt).

Während sonach die Wärme der äußersten Erdkruste wesentlich eine fremde, von der Sonne geborgte und von dieser abhängige ist, gelangen unterhalb der Grenze dieser Beeinflussung Temperaturverhältnisse zur ausschließlichen Herrschaft, die mit Sicherheit auf einen in der Tiefe der Erde selbst liegenden, also tellurischen Wärmequell schließen lassen, und zwar macht sich überall, wo und so weit man bis jetzt in die Erdrinde eingedrungen ist, nach der Tiefe zu eine stete Temperaturzunahme geltend. Es herrscht also in den verschiedenen Niveaus der Erdtiefe eine an jedem Punkte zwar konstante, aber mit der Tiefe zunehmende Wärme. Dieser in geologischer Beziehung hochwichtige Satz findet seine Begründung in den Resultaten zahlreicher in Bohrlöchern, artesischen Brunnen, Bergwerken und Tunneln angestellten Beobachtungen.

Namentlich gab das Abteufen von Bohrlöchern, durch welche die Aufsuchung technisch nutzbarer Lagerstätten bezweckt wird, oder die zu artesischen Brunnen dienen sollen, Gelegenheit, genaue Temperaturmessungen des in konstatierten Tiefen austretenden Wassers vorzunehmen und aus diesen auf die Temperaturverhältnisse der durchbohrten Gesteinszonen selbst zu schließen*). Diese Beobachtungen haben ausnahmslos zu dem Resultate geführt, daß vom Jahresmittel des oberflächlichen Ansatzpunktes des betreffenden Bohrloches aus zugleich mit dessen Tiefe eine fortgesetzte Zunahme der Temperatur stattfindet. Die Anzahl von Metern, welche man in die Tiefe gehen muß, um eine Erhöhung der Tem-

*) E. Dunker, Über die Wärme im Inneren der Erde. Stuttgart 1896.

peratur um 1° C. wahrnehmen zu können, nennt man die **geothermische Tiefenstufe**. Über das Maß derselben ergaben die Beobachtungen in nachstehenden Bohrlöchern folgende Zahlen:

Ort des Bohrloches	Tiefe in Metern	Geotherm. Tiefenstufe
Grenelle, Paris	547	32,6
Sudenburg b. Magdeburg	568	32,3
Neusalzwerk i. Westfalen	671	29,6
Rüdersdorf b. Berlin	696	26,9
Mondorf i. Luxemburg	715	28,6
Sennewitz b. Halle	1084	36,5
Sperenberg s. v. Berlin	1273	33,7
Lieth b. Altona	1338	35,0
Schladebach b. Merseburg	1748	35,7
Paruschowitz i. Oberschlesien	2002	34,1

Im letztgenannten, tiefsten z. Z. vorhandenen Bohrloche stieg die Temperatur bis zu 69,3° C. Ferner ergaben die Beobachtungen in zwei der nächst tiefsten deutschen Bohrlöcher, dem von **Sperenberg** südlich von Berlin (1273 m) und dem von **Schladebach** bei Merseburg (1748,4 m) folgende Temperaturzunahmen:

Sperenberg		Schladebach	
Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)	Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)
26,7	9°	36	10,75°
223,0	21,6°	246	16,12°
286,7	23,5°	516	23,75°
350,4	26,4°	726	29,12°
414,1	26,9°	936	35,62°
477,8	30,9°	1116	40,25°
605,2	33,1°	1266	45,25°
669,0	35,9°	1356	48,50°
1080,0	46,5°	1446	51,12°
1268,6	48,1°	1536	53,12°
		1626	55,00°
		1716	56,62°

Bestätigt werden diese Resultate durch Temperaturbeobachtungen in **Bergwerken**, in deren einigen man bis über 1000 m Tiefe hinabgedrungen ist. In Schächten des Erzgebirges wurde die geothermische Tiefenstufe zu 41,8 m, in solchen des Monsrevieres in Belgien zu 29,6 m, bei Manchester zu 38,3 m, bei Newcastle zu 33,3 m, in dem 1070 m tiefen Adalbertschachte zu Przibram aber zu 57,5 m festgestellt. Für den St. Gotthard berechnete

Stapff nach Beobachtungen im dortigen Tunnel eine Tiefenstufe von 52 m, Giordano eine ebensolche im Tunnel des Mt. Cenis. Auch andere Bohrlöcher und Schächte lieferten Resultate, welche von den oben aufgezählten mehr oder weniger, z. T. aber recht weit abweichen, was durch lokale Ursachen (unterirdische Wasserzirkulation, Verkohlungs- und Zersetzungsprozesse in den Nachbargesteinen, Nähe heißer Quellen und Vulkane oder tiefer, kalter Seebecken) bedingt ist. So ergab sich in dem 337,5 m tiefen Bohrloche bei Neuffen in Schwaben eine durchschnittliche geothermische Tiefenstufe von nur 11,1 m, in der 348 m tiefen Kohlengrube von Monte Massi in Toskana eine solche von 13,5 m, im Bohrloche bei Macholle in der Limagne eine solche von 14,4 m, dahingegen in den direkt am tiefen und kalten Becken des Lake Superior gelegenen Kupfergruben eine solche von 63 bis 70 m*). Überall aber wurde übereinstimmend festgestellt, dass eine Wärmezunahme mit der Tiefe stattfindet und daß die Temperatur in jeder beträchtlicheren Tiefe konstant ist, während die Größe der geothermischen Tiefenstufe nach Maßgabe lokaler Umstände örtlich schwankt, jedoch in einer runden Mittelzahl auf 33 m veranschlagt werden kann.

Selbst in Jakutsk, wo der Boden bis zu einer Tiefe von fast 200 m das ganze Jahr hindurch gefroren ist, nimmt die Kälte mit der Tiefe ab, und zwar des guten Leitungsvermögens des Eises wegen in sehr kleinen geothermischen Tiefenstufen, so daß in einem dort abgeteuften Brunnenschachte von 116 m Tiefe die Temperatur von — 17,12° C. stetig bis auf — 3° C. stieg.

Eine ebensolche Erhöhung der Temperatur mit zunehmender Tiefe, wie sie für die äußerste Schicht der Erdkruste schon seit langen Jahren konstatiert ist, und wie sie durch jede neue noch tiefere Bohrung für immer größere Teufen bestätigt wird, muß auch in für uns unerreichbaren Niveaus stattfinden. Und in der Tat legen die heißen Quellen, welche an zahlreichen Punkten hervordringen, Zeugnis ab von dem Temperaturzustande jener Tiefen des Erdinnern, aus denen sie empordringen, und die mit Zugrundelegung des vorher Mitgeteilten bei einer Temperatur der Quelle von 100° etwa 3300 m unter Tage liegen müssen. Steigen nun ähnlich wie diese heißen Quellen schmelzflüssige Magmen aus dem Erdinnern auf, so können wir nicht anders als schließen, daß sie aus Tiefen stammen, in welchen genügende Hitzegrade herrschen, um jene Laven in Fluß zu erhalten, also wenigstens 1200° C. Eine derartige Temperatur würde man, falls die Wärmezunahme in gleichem Schritte mit der Tiefenzunahme erfolgte, in etwa 40000 m Tiefe erreichen. Ob eine solche Gleichmäßigkeit der Temperaturzunahme in allen Tiefen stattfindet, ist jedoch nicht festzustellen,

*) W. Branco, Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde. Stuttgart 1897, S. 28.

vielmehr sogar unwahrscheinlich. Da nämlich die Wärmeabgabe an der Oberfläche der sich abkühlenden Erdkugel am intensivsten sein und um so geringer werden muß, je weiter die Tiefenpunkte von ersterer entfernt liegen, so wird die Wärmezunahme sich nach innen verlangsamen, d. h. die Tiefenstufen werden mit der Tiefe wachsen. Weil aber das dieser Temperaturzunahme zu Grunde liegende Gesetz unbekannt ist, so müssen wir darauf verzichten, die Tiefe zu berechnen, in welcher Schmelzhitze herrscht. Unbestreitbare Tatsache aber bleibt es, dass die Temperatur der Erdkruste nach der Tiefe zu, überall und soweit man bis jetzt in sie eingedrungen ist, zunimmt, und dass in grösserer, nicht erreichbarer Tiefe noch höhere Temperaturgrade herrschen, wie dies aus dem Empordringen heisser Quellen und geschmolzenen Gesteinsmaterials hervorgeht. Nun ist aber die Verbreitung der Vulkane, welche Laven zum Austritte dienen oder gedient haben, sowie diejenige der heißen Quellen auf der Erdoberfläche eine allgemeine, von den physikalischen Verhältnissen und der geologischen Zusammensetzung der Erdoberfläche vollkommen unabhängige. Wir sehen Vulkane auf allen Kontinenten und in jedem Ozeane, unter allen geographischen Breiten, nahe den Polen und unter dem Äquator, sehen sie auf Hochplateaus, auf Gebirgsrücken und unter dem Niveau des Meeres Ganz ähnliches gilt von den heißen Quellen: unter allen geographischen Breiten, auf Inseln und inmitten der Kontinente dringen sie aus der Tiefe. Aus der Allgemeinheit der Verbreitung aller dieser identischen vulkanischen Erscheinungen ergibt sich das Überallvorhandensein ihrer Ursächlichkeit. Da diese in der hohen Temperatur der Erdtiefe zu suchen ist, so muß auf einen in letzterer überall vorhandenen Wärmequell, auf einen glühenden Erdkern geschlossen werden. Er ist der zentrale Glutrest unseres ursprünglich glühend-gasförmigen Planeten, welcher sich in einer späteren Phase seines Abkühlungsprozesses mit einer Erstarrungskruste umgeben hat, deren Dicke zu berechnen uns jedoch die Grundlagen fehlen.

Die Ansichten über den Aggregatzustand dieses glühenden Erdinnern gehen weit auseinander. So halten viele Geologen letzteres für glutflüssig, andere für verfestigt durch Druck, jedoch durch lokale Verminderung desselben (z. B. Spaltenbildungen in der Erdrinde) sich wieder verflüssigend und ausbruchsfähig (Reyer). Noch Andere beanspruchen für die Erde einen glühend-gasförmigen, aber infolge des großen Druckes sehr dichten Kern von extremer Temperatur, welcher durch konzentrisch auf einander folgende Zonen von schmelzflüssigen, schließlich plastischen Gemengen geschmolzener und gasförmiger Substanzen (Magmaschichten) umgeben wird, deren äußerste in die feste Erstarrungskruste übergeht (Ritter, Zöpperitz, Günther und ähnlich auch Arrhenius).

§ 6. **Gliederung des Erdganzen.** In ihrem jetzigen Entwickelungsstadium stellt die Erde ein Rotationsellipsoid vor, dessen glühendes, zu oberst glutig-plastisches Innere durch 3 konzentrische Hüllen von verschiedenem Aggregatzustande umgeben wird: der festen Erdrinde (Lithosphäre), der Wasserhülle (Hydrosphäre) und der Lufthülle (Atmosphäre).

a) Die Lithosphäre, die Erdrinde, wird gebildet von einer Gesteinsschale von unbekannter Stärke, welche anfänglich nur aus der sich mit der Zeit verdickenden Erstarrungskruste bestand, dann von wiederholt und an zahlreichen Stellen ausbrechenden und sich auf ihr ausbreitenden Glutmassen, von einer mächtigen Panzerdecke (Stübel) überzogen wurde (vergl. S. 6, Vierte Phase), um später als Fundament für alle sich ihr auflagernden Formationen zu dienen. Dieselbe geht nach unten allmählich in die plastische Magmaschicht des Erdinnern über und dürfte ebenso wie ihre Panzerdecke Nester von z. T. noch jetzt schmelzflüssigem Magma einschließen.

b) Die Hydrosphäre, eine anfänglich einheitliche, jetzt von den Festlanden durchragte, nur auf der südlichen Halbkugel wenig unterbrochene Wasserhülle, deren Fläche sich zu derjenigen des aus ihr hervortretenden Landes wie 2,54 zu 1 verhält und deren mittlere Tiefe sich auf 3500 m berechnet.

c) Die Atmosphäre, die allgemeine Lufthülle, welche sich aus 76,8 Prozent Stickstoff und 23,2 Prozent Sauerstoff nebst geringen und wechselnden Mengen von Kohlensäure (0,03 bis 0,04 %) und von Wasserdampf zusammensetzt. Ihre Mächtigkeit dürfte 50, nach anderen 100 bis 200 km erreichen, doch hat ihre Verdünnung, Kälte und Trockenheit bereits in geringeren Höhen einen solchen Grad erlangt, daß sich alle meteorologischen Erscheinungen, so weit sie geologische Vorgänge im Gefolge haben, nur in den bis 15 km hinaufreichenden Luftschichten abspielen.

§ 7. **Die endogenen Vorgänge. Ihre Mannigfaltigkeit.** Die Lithosphäre, das Gebiet der geologischen Forschung, unterliegt einerseits und zwar in ihrer ganzen Ausdehnung der Beeinflussung von Seiten ihrer allgemeinen Unterlage, nämlich der glutig-plastischen Magmaschicht, — anderseits derjenigen von Seiten ihrer peripherischen Hüllen, wo sie mit diesen in Berührung tritt. Während man die letzteren Vorgänge, weil sie sich von außen her geltend machen, als exogen bezeichnet, faßt man die Gesamtheit der Erscheinungen, welche auf den Glutzustand der Erdtiefe zurückzuführen sind, als endogen zusammen. Es sind die folgenden:

1. die Eruption glutflüssiger, z. T. durch Explosion zerstäubter Magmen, die sich nach den Massenausbrüchen früherer geologischer Zeitalter gegenwärtig auf die Tätigkeit der Vulkane beschränkt und mit der Exhalation von Gasen und Dämpfen durch Solfataren, Mofetten und Fumarolen in Verbindung steht;

2. die heißen Quellen und Geysirs;
3. die Einbrüche der Lithosphäre;
4. die säkularen Hebungen und Senkungen des Bodens;
5. die Bildung der Gebirge;
6. die Erdbeben (seismischen Erscheinungen), soweit sie Begleiter der vulkanischen Eruptionen und der Gebirgsbildung sind.

1. Die Eruption glutflüssiger Gesteinsmagmen.

Bei der Eruption glutflüssig emporgepreßter Gesteinsmagmen erreichen die letzteren entweder die Oberfläche nicht und erstarren langsam in der Tiefe der Erdkruste zu plutonischen Gesteinen, oder sie gelangen bis zu Tage, um hier durch rasche Abkühlung zu vulkanischen Gesteinen verfestigt zu werden, nachdem sie z. T. durch Gas- und Dampfexplosionen zu lockeren Auswürflingen zerstäubt worden sind. In diesem zweiten Falle spielen sich die Eruptionen der Jetztzeit vor unseren Augen ab oder haben allseitig zugängige Produkte hinterlassen. Letztere, die Vulkane sowie ihre Tätigkeit werden deshalb an dieser Stelle zunächst in Betracht zu ziehen sein, während die übrigen Eruptionsvorgänge und ihre Erzeugnisse in den Abschnitten über Eruptivgesteine (Petrogenetische und Tektonische Geologie) abgehandelt werden sollen.

Die Vulkane und ihre Tätigkeit.

Einige Literaturangaben über die wichtigsten europäischen Vulkangebiete.

H. v. Dechen, Geogn. Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. 2. Aufl. Bonn 1886, und Geogn. Führer zum Laacher See und seinen vulkanischen Umgebungen. Bonn 1864. Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 69—156.
L. Dressel, Geogn.-geolog. Skizze der Laacher Vulkangegend. Münster 1871.
H. Laspeyres, Das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1901.
A. Knop, Der Kaiserstuhl. Leipzig 1892.
Fr. Graeff, Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Heidelberg 1892.
E. Proft, Kammerbühl und Eisenbühl. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1894. S. 25.
W. Branco, Schwabens 125 Vulkanembryonen. Stuttgart 1894.
W. Branco und E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Berlin 1901.
A. Makowsky, Die erloschenen Vulkane Nordmährens und Österr.-Schlesiens. Brünn 1883.
P. Scrope, Geology and extinct volcanoes of Central France. 2. Ed. London 1858.
Lecoq, Les époques géologiques de l'Auvergne. Paris 1867. 5 Bände.
Ad. Reyer, Die Euganeen. Wien 1877.
P. di Tucci, Studi geologici sui peperini del Lazio. R. Accad. d. Lincei 1878—79. Roma.
W. Branco, Die Vulkane des Herniker Landes in Mittel-Italien. N. Jahrb. 1877. S. 561.
W. Deecke, Monti Cimini; ebend. VI. Beil. B. 1889. S. 205. Monte Vulture; ebend. VII. Beil. B. 1891. S. 556. — Fossa Lupara. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 166.
J. Roth, Der Vesuv und die Umgebung von Neapel. Berlin 1857. Studien am Monte Somma. Berlin 1877.

A. Heim, Der Vesuv im April 1872. Z. d. D. geol. Ges. 1873. S. 1.
C. W. C. Fuchs, L'Isola d'Ischia. (Monografia e carta geol. 1 : 25000.) Firenze 1872.
Sartorius von Waltershausen, Atlas des Ätna. Weimar 1848 u. f. J.
S. v. Waltershausen, Der Ätna. Hrsg. v. A. v. Lasaulx. 2 Bände. Leipzig 1880.
Carta geolog. d'Italia. 1 : 100000. Fo. 261 Bronte; Fo. 262 Monte Etna; Fo. 269 Paterno; Fo. 270 Catania; Fo. 244 Isole Eolie; Fo. 160 Roma (Albano).
A. Bergeat, Die äolischen Inseln. München 1899.
C. Doelter, Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Wien 1875.
G. Mercalli, Vulcani e Fenomeni vulcan. in Italia. Milano 1883. — Ders., L'Isola d'Ischia. Milano 1884.
K. von Fritsch, W. Reiß und A. Stübel, Santorin. Heidelberg 1867.
K. von Fritsch, Geologische Beschreibung des Ringgebirges von Santorin. Z. d. D. geol. Ges. 1871. S. 125.
Jul. Schmidt, Vulkanstudien. Santorin. Leipzig 1874.
F. Fouqué, Santorin et ses éruptions. Paris 1879. Avec 61 planches.

Begriff eines Vulkanes. Ein Vulkan ist ein der früheren Erdoberfläche aufgesetzter Berg, der durch einen Kanal mit der Erdtiefe in Verbindung steht oder gestanden hat, aus welcher das ihn aufbauende Material in glutflüssigem, z. T. durch Gas- und Dampfexplosionen zerspratztem Zustande emporgedrungen ist.

Nach ihrer Bauart und Entstehungsweise unterscheidet man nach K. v. Seebach's Vorgang*) zweierlei Vulkantypen. Ist mit der Eruption von glutflüssigem Materiale eine explosive Entwickelung von Gasen und Dämpfen verbunden, so baut sich durch lagenweise Anhäufung der in Folge solcher Explosionen entstandenen und emporgeschleuderten Aschen und Lapilli ein geschichteter Vulkan auf; steigen hingegen glutflüssige Massen mit nur geringfügiger Beteiligung von Gasen und Dämpfen in die Höhe, so stauen sie sich auf der Erdoberfläche zu massigen Vulkankuppen an, oder breiten sich zu vulkanischen Decken aus (vergl. § 19).

a) Schicht- oder Stratovulkane.

(Vulkane im engeren Sinne.)

§ 1. **Charakter derselben.** Die Schichtvulkane bestehen aus mehr oder weniger regelmäßigen Lagen, Schichten und Bänken von ausgeworfenem oder ausgeflossenem vulkanischem Materiale, welche von einer durch den Eruptionskanal repräsentierten Achse aus nach außen (periklinal) geneigt sind.

Die Form der meisten Schichtvulkane ist die eines mehr oder weniger stark abgestumpften, flachen oder steilen und auf seinem Gipfel vertieften Kegels. Nach ihrer Entstehungsweise ist die Gestalt dieser Vulkane steten Schwankungen unterworfen, jeder vulkanische Ausbruch vermag eine Veränderung der Konturen hervorzubringen. Ebensowenig wie diese sind die

*) Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 643.

Dimensionen der Vulkankegel konstant; eine fortgesetzte gemäßigte Tätigkeit erhöht im allgemeinen den Berg durch die ausgeworfenen Produkte, heftige, explosive Ausbrüche hingegen pflegen ihn teilweise zu zerstören. So wurde z. B. der in der Sundastraße gelegene 800 m hohe Krakatau durch die Eruption im August 1883 nebst seinem submarinen Sockel zum weitaus größten Teile in die Luft gesprengt. Überhaupt aber schwanken die Höhen der verschiedenen Vulkane in eben den weiten Grenzen wie die der nicht vulkanischen Berge. So überragt der Ätna das Meer um 3320 m, der Pic von Teneriffa um 3716 m, der Mount Kea auf Hawaii um 4208 m, — andere erheben sich kaum 30 m über das Territorium, auf das sie aufgesetzt sind.

Als der wichtigste Teil der Stratovulkane ist der Kanal anzusehen, welcher durch die feste Erdrinde bis zu jenem glutigen Herde reicht, wo der Ausgangspunkt der vulkanischen Tätigkeit zu suchen ist. Er bildet den Weg, auf welchem gasförmige oder glutflüssige Eruptionsmaterialien aus der Tiefe bis zur Erdoberfläche gelangen, ist übrigens nur bei im Zustande der Tätigkeit befindlichen Vulkanen offen, d. h. für vulkanische Produkte passierbar, bei erloschenen oder im Zustande der Ruhe befindlichen Vulkanen hingegen durch erstarrte Laven verstopft. Seine obere, anfänglich meist schacht- oder steil trichterförmige, später durch Nachbröckeln kessel- oder tellerförmig erweiterte Mündung heißt der Krater (Fig. 1), an welchem man wiederum den Kraterrand, die Kraterwände und

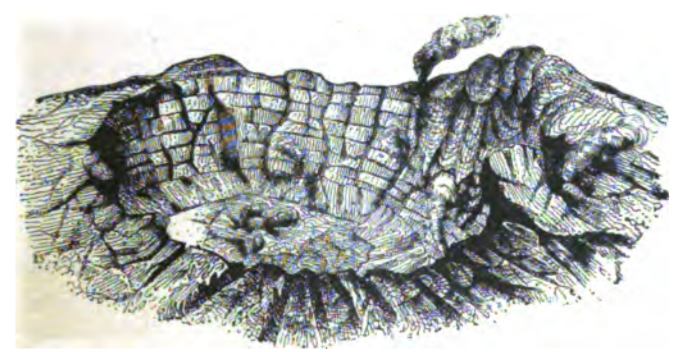


Fig. 1. Kesselförmig erweiterter Krater auf Réunion. Nach *Vélain.*

den Kraterboden unterscheidet. Viele Vulkane besitzen außer dem meist zentralen, zuweilen aber auch auf dem Abhange gelegenen noch einen zweiten Hauptkrater oder zahlreiche, z. T. radial angeordnete Nebenkratere mit dazu gehörigen parasitischen Kegeln. So hat der Pic von Teneriffa und der Mt. Loa zwei Hauptkratere und der Ätna neben seinem Gipfelkrater noch 700 parasitische Kraterkegel. Einigen der höchsten Vulkane fehlt überhaupt ein eigentlicher Gipfelkrater. Ihre Eruptionserscheinungen erfolgen

aus Spalten, die sich an den Abhängen des Kegels bilden, so am großen Ararat, am Antisana in Südamerika u. a.. Die Dimensionen der Kratere sind außerordentlich ungleich; von einer schwachen Vertiefung auf dem Gipfel des Vulkanes bis zu schroffen, kesselförmigen Becken von 3000, 4000 und 5000 m Durchmesser sind alle Größen vertreten. Der Krater des Stromboli mißt gegen 670, der des Vesuvs 620, der des Ätna etwa 700, der des Popocatepetl 1700, des Kilauea auf Hawaii etwa 4700 m im Durchmesser.

§ 2. **Material der Vulkankegel.** Die Materialien der vulkanischen Kegel sind Laven, welche entweder in dünnflüssigem Zustande aus dem Ausbruchskanal abgeflossen sind und Lavaströme oder -lagen bilden, oder aber als lose Auswürflinge aus dem Schlunde emporgeschleudert wurden, zurückfielen und sich rings um diesen anhäuften und mehr oder weniger schnell zu einem Berge anwuchsen. Je nachdem nun entweder nur Laven oder vulkanischer Schutt und Sand oder Asche jedes für sich allein, oder alle gemeinsam an dem Aufbau der Vulkankegel teilgenommen haben, sind die Charaktere der letzteren verschieden, so daß man dieselben als Lavakegel, Schutt-, Aschen- und Sandkegel und als gemischte Vulkankegel bezeichnet.

Die Lavakegel verdanken zeitweilig aus dem Krater sich ergießenden, dünnflüssigen, geschmolzenen Gesteinsmassen ihren Ursprung, welche im stande waren, sich selbst auf wenig geneigten Ebenen fortzubewegen. Folge davon war die Bildung z. T. außerordentlich flacher, schildförmiger Kuppeln, deren Böschung gewöhnlich nur 3 bis 10 Grade beträgt, und die aus lauter einzelnen, den wiederholten Lavaergüssen entsprechenden, wenig geneigten, fast horizontal liegenden Lavabänken bestehen. Die großen Vulkane auf den Sandwich-Inseln, der Mt. Loa und der Mt. Kea, die beide den Meeresspiegel mehr als 4000 m hoch überragen, sind solche Lavakuppeln mit einem Böschungswinkel von 4 bis 8 Graden (Fig. 2), so daß der Durch-

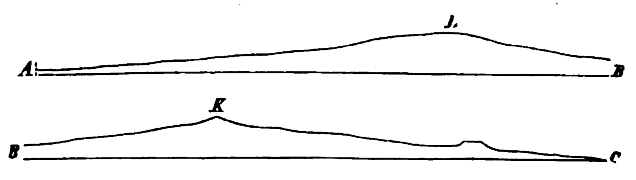


Fig. 2. Profil der beiden Lavakegel Mt. Loa und Mt. Kea auf Hawaii.

messer des Mt. Loa 600 m unter seinem Gipfel über 4 deutsche Meilen beträgt. Die Wände seiner beiden scharfrandig in das Gipfelplateau eingelassenen Kratere, von denen der Kilauea der größte der Erde ist, stürzen terrassenförmig 200 bis 350 m fast senkrecht ab und sind aus horizontalen Lavabänken aufgebaut.

Nicht immer jedoch sind diese durch allmähliche Übereinanderlagerung von über den Kraterrand laufenden Laven entstandenen Lavakegel so flach, wie bisher angenommen, manche Laven vielmehr erstarren so leicht, daß sie sich zunächst zu außerordentlich steilen Kuppen aufstauen, später auf deren Abhängen hinabrinnen, auf diesem ihrem Wege fest werden und zusammenhängende Lagen und Ströme bilden, die eine Neigung von 20, 30 und mehr Graden besitzen. Ein derartiger Vulkan ist der Cotopaxi, der sich aus lauter vom Gipfelkrater ausgehenden Lavaströmen aufbaut (Reiss). Kleine Schollenkegel hingegen entstehen bei träger Eruption von zähflüssigem Magma, welches sich dann zu Hügeln von randlich mit einander verschmolzenen, ineinander gepreßten Schollen, Blöcken und Fetzen aufstaut (Bergeat).

Die Aschen- Sand- und Schuttkegel, aus denen durch Verfestigung ihres lockeren Materiales die Tuffkegel hervorgehen, werden durch Anhäufung der aus dem Eruptionskanale in fast senkrechter Richtung und zuweilen bis zu erstaunlicher Höhe emporgeschleuderten, dann in unmittelbare Umgebung des Schlundes zurückfallenden, losen vulkanischen Auswürflinge gebildet und bestehen demgemäß aus Blöcken von Lava, schlackigen Lavaklumpen, vulkanischen Bomben, Lapilli, vulkanischen Sanden und Aschen (siehe S. 34). Dieses Material ist schichtenweise gesondert, so daß Lagen von grobem und feinem Haufwerke mit einander abwechseln. Die zurückfallenden Auswürflinge häufen sich mit der Zeit zu Kegeln an, deren Flanken und schichtenartige Lagen je nach dem Böschungswinkel, welchen lose, verschieden grobe Aufschüttungen annehmen, 15 bis 35, ja 45 Grad Neigung nach außen besitzen und deren Kratere ursprünglich die Form enger, steiler und schlotähnlicher Schlünde haben, später durch randlichen Nachsturz, kessel- oder beckenförmige Vertiefungen bilden (Fig. 3).

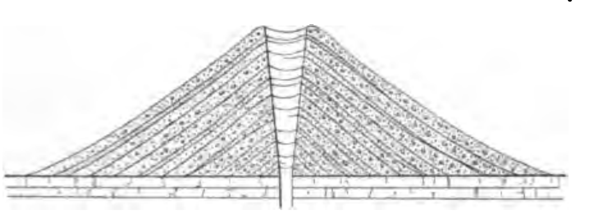


Fig. 3. Profil eines Stratovulkankegels.

Die Kegel von gemischtem vulkanischen Materiale bestehen aus abwechselnden, mehr oder weniger mächtigen, bankartig ausgebreiteten Lavaströmen und Lagen von losen Auswürflingen, welche wiederum von radiär vom Eruptionskanal ausstrahlenden Lavagängen durchsetzt werden können. In der Aufeinanderfolge des verschiedenartigen Materiales herrscht keine Gesetzmäßigkeit. Doch pflegt bei hohen Vulkanen nach deren Gipfel zu die Beteiligung von Lavabänken abzunehmen, in Folge dessen aber die Steilheit ihrer Abhänge von wenigen Graden an ihrer Basis bis zu 35, ja 40° nach oben zu wachsen, so daß ihr Profil eine sanft nach innen

gekrümmte Kurve beschreibt. Zur Klasse der gemischten Kegel gehören die meisten größeren Vulkane.

§ 3. **Von Lavaströmen geöffnete, hufeisenförmige Kratere.** Die ringsgeschlossene Trichtergestalt der Kratere solch einfacher Stratovulkane, sowie die normale Kegelform dieser letzteren erleidet jedoch sehr häufig eine wesentliche Veränderung dadurch, daß die in den Krater tretende Lava sich einen Ausweg bahnt, eine Kraterwand einreißt oder einschmilzt und sich durch die Durchbruchsstelle als Lavastrom ergießt. So entstehen die einseitig geöffneten Eruptionskratere mit hufeisenförmigem Rande, aus deren Zentrum oft sehr bedeutende Lavaströme geflossen sind. Ein großartiges Beispiel hierfür liefert das Innere der Insel Ischia, wo ein gewaltiger, öder Lavastrom, L'Arso, aus einem verhältnismäßig kleinen hufeisenförmigen Krater von Auswürflingen hervortritt. Dasselbe wiederholt sich in der Gegend von Laach am Bausenberge, Hochsimmer u. a., an zahlreichen parasitischen Kegeln des Ätna und an vielen Vulkanen der Auvergne. Letzterem Vulkangebiet ist das durch Fig. 4 wiedergegebene Beispiel entnommen.



Fig. 4. Die Puys Noirs, Solas und La Vache in der Auvergne, durch hervordringende Lavaströme geöffnete, hufeisenförmige Kratere.

Viele der im vorigen Paragraphen beschriebenen Schutt- und Aschenkegel sind das Produkt einer einzigen, oft nur wenige Tage dauernden Eruption (einfache Kegel), erreichen aber trotzdem ziemlich bedeutende Dimensionen, wie z. B. der etwa 150 m hohe Monte Nuovo bei Neapel, der i. J. 1538 in 2 Tagen aufgeworfen wurde. Aus der Wiederholung zahlreicher derartiger Eruptionsakte sind allmählich gewaltige zusammengesetzte Vulkanberge hervorgegangen.

§ 4. **Zusammengesetzte Vulkanberge.** Die einzelnen Vorgänge in dem Entstehungsprozesse solch zusammengesetzter Vulkanberge sind: 1) Wiederholte, durch kürzere oder längere Pausen der Ruhe unterbrochene Eruptionen von bedeutenden Mengen grober Auswürflinge, Lapilli, Sande und Aschen, wodurch der Kegel wächst; 2) wiederholtes Überfließen der Lava über die niedrigsten Punkte der Kraterränder, wodurch zusammenhängende Gesteinslagen und sich kreuzende oder stellenweise bedeckende Lavaströme und -decken entstehen, die von neuem durch lose Auswürflinge bedeckt werden; 3) die Injektion von Lavabänken zwischen die Tuffschichten und das Aufreißen von radialen Spalten, in welche vom Eruptionsschlunde

aus Lava gepreßt wird, so daß sie zu Gesteinsgängen werden, welche wie ein Gerippe den lockeren Bau der Schutt- und Aschenkegel verfestigen; 4) Eruption von Lava und die Bildung von parasitischen Schuttkegeln am Fuße oder auf den Abhängen des älteren und höheren Vulkanes infolge der Berstung seiner Wandungen. Bei hohen Vulkanbergen erreicht nämlich die von unten in den Vulkanschlund gepreßte Lava den Gipfelkrater nicht, vielmehr ist der Druck der in der Achse des Vulkanes emporsteigenden, mit komprimierten Gasen und Dämpfen getränkten Lavasäule ein zu gewaltiger, als daß der aus nur lose aufgeschüttetem Materiale bestehende Kegel denselben auszuhalten vermöchte. In dem Berge bilden sich deshalb radial ausstrahlende Spalten, aus denen Dämpfe hervorströmen, Aschen ausgeworfen werden und vorzüglich Laven entquellen, — kurz, auf welchen parasitische Kegel und Nebenkratere mit Lavaströmen entstehen. Niemals aber werden bei späteren Eruptionen die alten durch Lava ausgefüllten und dadurch zu Radiärgängen umgestalteten Ausbruchsspalten wieder benutzt. Der ganze Vulkan ist deshalb von zahllosen solchen Lavagängen durchschwärmt, die von dessen verschiedenen Eruptionen herrühren, und von Lavaströmen überflutet, welche, von neuen Auswürflingen überdeckt, als der Schichtenreihe des Stratovulkanes eingeschaltete Lager erscheinen.

Durch solche über Jahrtausende verteilte, intermittierende Materialproduktionen aus ein und demselben Vulkanschlunde bauen sich allmählich viele tausend Fuß hohe, mit zahlreichen, ja Hunderten von Nebenkegeln versehene Vulkangebirge auf.

Durchaus andere Form aber gewinnt der vulkanische Bau, wenn die Lage des Eruptionskanales nicht wie diejenige des einheitlichen (»zentralen«) Vulkangebirges stabil bleibt, sondern sich in einer bestimmten Richtung verschiebt. Dieser Vorgang erzeugt nach einander eine geradlinige, kürzere oder längere Reihe von Einzelkegeln, die an ihrer Basis mit einander verschmelzen können (Zentralamerika, Java, Lanzarote).

§ 5. **Erosionsschluchten. Ringförmige Umwallungen, Einsturzkratere, Vulkanruinen.** Die auf einen Vulkankegel fallenden Regenwasser vereinen sich zu Wasserfäden und dann zu Bächen, welche die verhältnismäßig steilen Böschungen rasch hinabfließen. Sie schneiden hierbei auf letzteren Furchen ein, die vom Gipfel mancher, z. B. japanischer Vulkane allseitig ausstrahlen, die Abhänge hinablaufen, nach dem Fuße des Berges zu immer tiefer und breiter und dann nur noch durch scharfe, gratförmige Radiärrippen getrennt werden. Schließlich kann eine der so entstehenden Schluchten den Kraterwall durchschneiden, so daß der ursprünglich allseitig geschlossene Gipfelkrater weit geöffnet wird. Indem sich nun letzterer sowohl wie Schlucht durch Nachsturz immer mehr erweitern, entsteht als schließliches Produkt dieses Erosionsprozesses ein gewaltiges, sich nach außen öffnendes Kesseltal. Die zur Gruppe der Canaren

gehörige Insel Palma zeigt diese Gestaltung in vollkommenster Weise. Das Kesseltal dieser Insel führt den Namen Caldera, die tiefe Schlucht, die diesen Kessel geöffnet hat, die Bezeichnung Barranco. Beide Namen hat man auf die entsprechenden Erscheinungen bei anderen, durch Erosion in ihrer ursprünglichen Gestalt modifizierten Vulkanen übertragen.

Eine kompliziertere Modifikation der Vulkanberge entsteht dadurch, daß ihre Eruptionskegel in größerer oder geringerer Entfernung von einer halbmond- bis ringförmigen Umwallung umgeben sind. Dieser Ringwall besteht aus von steilen Lavagängen durchsetzten Tuffschichten, welche mit Lavabänken wechsellagern und nebst diesen nach außen geneigt sind, nach innen zu aber steil abstürzen, so daß sie einen weiten Kessel umschließen, innerhalb dessen sich der Eruptionskegel aufgebaut hat (Fig. 5). Der Monte

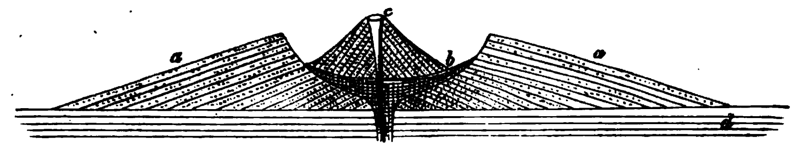


Fig. 5. Profil eines älteren Stratovulkanes (eines Ringwalles) und eines jüngeren Eruptionskegels in dem Einsturzkrater des ersteren. *a* Verstürzter alter Stratovulkan. *b* Teilweise Ausebenung des Kraters desselben durch Schutt von den Kraterwänden. *c* Neuer Eruptionskegel. *d* Untergrund in ungestörter Lagerung. (*H. Crd.*)

Somma ist eine solche, freilich nur teilweise erhaltene ringförmige Umwallung des eigentlichen Vesuvkegels (vergl. Fig. 9). Zwischen beiden dehnt sich eine ebene Fläche, der Boden des alten Einsturzkraters, das Atrio del Cavallo, aus. In ganz ähnlicher Weise ist z. B. der Kegel des Pic von Teneriffa von einer Hochebene (dem Atrio) und diese von einem Zirkus (dem steilen Absturze des Einsturzkraters) umgeben.

Diese Umwallungen verdanken ihre Gestaltung dem nämlichen Zerstörungs- und Abtragungsprozesse wie die Calderen und Barrancos, der sich wesentlich des aus wenig festen, durch die vulkanischen Gasausströmungen noch mehr gelockerten Tuffen aufgebauten Gipfelkraters bemächtigt hat. Zunächst ist es der den beiderseitigen Angriffen am meisten ausgesetzte Kraterrand, der zerbröckeln und in die Tiefe stürzen wird; ihm folgen die oberen Teile der Kraterwände und des jeweiligen neuen Kraterkranzes. Durch diese Vorgänge wird der trichterförmige Kraterschlund allmählich zu einer erst kesselförmigen, dann tellerartigen Vertiefung umgestaltet, deren flacher, stetig an Ausdehnung wachsender Boden von einem je nach dem Stadium des Verfalles des ursprünglichen Vulkanes verschieden hohen und steilen Ringe vulkanischer Tuffe, dem zum Teil nur noch ruinenhaften Überbleibsel des allmählich verschwindenden Stratovulkankegels, umschlossen wird. Endlich mag sich das weite Kesseltal mit Vegetation, ja mit Waldung bedecken, so daß fast alle Andeutungen des vulkanischen Ursprunges desselben verwischt werden. Die Entführung des abgebröckelten Schuttes

wird dadurch ermöglicht, daß der Kraterwall entweder bereits ursprünglich hufeisenförmig geöffnet war, oder später durch einen Barranco angeschnitten wurde, welcher den wegschwemmenden Gewässern einen Ausweg bot.

Findet nun durch den zeitweise verstopft gewesenen alten Eruptionsschlund eine neue Eruption statt, so häufen sich deren Produkte rings um diesen genau in derselben Weise auf, als wenn der Ausbruch auf einem bisher von vulkanischen Einwirkungen noch unberührten Gebiete stattfände. Es bildet sich ein Schuttkegel, Lavamassen ergießen sich aus diesem und neue Aschenauswürfe erfolgen, — der neue Vulkankegel wächst und mag bald den mehr oder weniger vollständigen Kranz des alten Einsturzkraters an Höhe überragen. In diesem Zustande befindet sich augenblicklich z. B. der Vesuv. Hört jetzt die vulkanische Tätigkeit für längere Zeit auf, so ereilt den zweiten jüngeren Vulkan das Schicksal seines dann zum äußeren Ringwall umgewandelten Vorgängers, seine Ränder und Wände brechen zusammen, ein zweiter Einsturzkrater bildet sich innerhalb des ersten; zwei nach außen flach abfallende, nach innen steil abstürzende Ringwälle sind einer im weiten Atrium des anderen entstanden. Dieses Stadium wird z. B. durch den Doppelring des Albaner Gebirges bei Rom repräsentiert. Bleibt aber eine Wiederbelebung des alten Vulkans aus, so geht schließlich dessen Abtragung so weit, daß neben einigen Tuffhügeln nur noch die radialen Lavagänge übrig bleiben, welche seinen Untergrund durchsetzen, denselben stellenweise mauerartig überhöhen und auf den früheren Eruptionskanal zulaufen, der sich dann nicht selten durch das kuppenartig herausragende Ende der in ihm erstarrten Lavasäule oder des ihn erfüllenden Schlacken- und Tuffzylinders als Neck (A. Geikie) oder Kraterkuppe kenntlich macht.

Abweichend von der oben entwickelten Anschauung über die Herausbildung der Calderen und Atrien durch Abtragung erklären andere Geologen deren Entstehung durch die Wegsprengung und Herausblasung der Gipfelpartie des alten Vulkankegels von Seiten explosiv aus dem Vulkanschlund hervorbrechender Gase und Dämpfe, halten also jene Kesseltäler für maarähnliche Explosionskratere (s. § 7). Noch andere führen die Genesis derselben darauf zurück, daß der zentrale Teil eines alten Stratovulkans in die Hohlräume eingebrochen und nachgestürzt sei, die sich unter ihm durch die Entleerung ihres vulkanischen Inhaltes gebildet hätten, deuten also die Atrien als lokale Bruchfelder*).

§ 6. **Unterseeische Vulkane und Vulkaninseln.** Bei dem überwiegend großen Areale, welches das Wasser auf Erden einnimmt, ist zu erwarten, daß, so wie auf dem trockenen Lande, auch auf dem Meeresgrunde vulkanische Eruptionen stattfinden, infolge deren Vulkankegel entstehen. Die große Mehrzahl derselben mag die Oberfläche des Meeres gar

*) Vergl. A. Bergeat, Die äolischen Inseln. 1899. S. 229 u. f.

nicht erreichen, während andere dieselbe hoch überragen. So steigt der Stromboli aus einer Meerestiefe von 2300 m noch 926 m, Hawaii mit dem Mt. Kea sogar aus einer solchen von etwa 6000 m noch 4208 m über die See. Noch andere submarine Vulkane erheben sich nur mit ihrem Kraterrande über den Meeresspiegel, in welchem Falle vollkommen geschlossene, meist aber an einer Stelle unterbrochene, ringförmige Kraterinseln gebildet werden. Zum größten Teil sind dieselben nichts als die Ruinen einst bedeutend höherer Vulkaninseln. Findet nämlich der allmähliche Einsturz eines Kraters, wie solches im § 5 beschrieben, innerhalb eines Inselvulkanes



Fig. 6. Die Vulkaninsel Santorin im griechischen Archipel im Jahre 1866. Nach *v. Seebach*. Thera, Therasia, Aspro-Nisi repräsentieren den zerrissenen Rand eines alten Einsturzkraters und bestehen bis auf den Großen Eliasberg aus Tuffen und Laven, — dieser aus krystallinischen Schiefern und Kalksteinen. Im Zentrum dieses Ringwalles erheben sich die Kaymeni-Inseln als Gipfel jüngerer Eruptionskegel, welche aus massiger Andesitlava und Auswürflingen aufgebaut sind.

statt, so durchbricht das Meer den Kraterring und bildet eine tiefe, kreisförmige Bucht innerhalb der Kraterwände. Wiederholt sich auf dem Boden des unterseeischen Kraters die vulkanische Tätigkeit, so entstehen in der Mitte des Kraterringes Inselchen, welche den Gipfeln der jüngeren Eruptionskegel (siehe Fig. 5) entsprechen, wie dies z. B. bei Santorin der Fall ist (siehe Fig. 6). Die vulkanischen Inseln sind in Folge der leichten

Zerstörbarkeit ihres losen Materiales zum Teil so vergänglicher Natur, daß sie häufig der zerstörenden Gewalt der Wogen nicht zu widerstehen vermögen und dann nach kurzem Dasein wieder verschwinden. Nur wenn ihnen durch solide Lavamassen Halt gegeben wird, gewinnen dieselben an Bestand. Santorin im griechischen Archipel, Barren Island im Bengalischen Busen, Deception-Island (Süd-Wales), St. Paul, Amsterdam-Island sind ausgezeichnete Beispiele solcher ringförmiger Vulkaninseln, während die im Jahre 1831 im mittelländischen Meere südlich von Sicilien entstandene vulkanische Insel Ferdinandea, die unter fortwährender Eruption bis zu 72 m Höhe gewachsen war, nach halbjährigem Bestehen wieder verschwand.

Mit submarinen Ausbrüchen pflegen Seebeben, Emporwallungen des Meeres durch aufsteigende vulkanische Dämpfe, die Entstehung von Dampfsäulen, sowie die Erhitzung des Wassers und mit dieser die Tötung seiner Bewohner, ferner die Bildung von vulkanischem Schlamm und von schwimmenden Bänken von Bimsstein in Verbindung zu stehen (so bei Pantellaria im Oktober 1891).

Auf einer Anzahl Vulkaninseln sind Klippen sehr alter Gesteinsbildungen nachgewiesen worden, so z. B. auf Palma Hypersthenit und Diabas (Reiss), auf den Inseln des Viti-Archipels Strahlsteinschiefer, Glimmerquarzit, krystallinischer Kalk, Granite, Quarzporphyr, Diabas, Olivingabbro (Wichmann), auf den Vulkaninseln vom Cap Verde Gneiß, Phyllit, Kalkstein, Foyait, Syenit, Diorit (Dölter), auf Santorin Phyllit und Kalkstein (Fig. 6). Derartige Vulkaninseln erweisen sich hierdurch als bereits durch kontinentale Reste tektonisch veranlagt.

§ 7. **Maare.** Während die eigentlichen Vulkane aus einem Schutt- oder Lavakegel bestehen, in welchen der Krater eingesenkt ist, treten in vielen vulkanischen Gegenden kesselartige Kratereinsenkungen im Gesteinsuntergrunde selbst auf, welche nur von einem niedrigen Walle von Aschen, Sanden und blasigen Lapilli nebst ausgeschleuderten, scharfkantigen Bruchstücken ihrer Untergrundsgesteine umgürtet werden, nie aber Laven zum Ausflußpunkte gedient haben. Sie besitzen meist ovale oder vollkommen kreisrunde Umrisse, einen ebenen Boden und steile Ränder, sind häufig, aber nicht immer mit Wasser angefüllt und bilden dann regelmäßige, nur selten mit einem Zu- oder Abfluß versehene Seebecken. Dieselben werden als Maare bezeichnet und repräsentieren das erste Stadium in dem Bildungsprozesse der Vulkane, also »Vulkanembryonen« (Branco), indem Zwischenformen zwischen Vulkankegeln und den der Umwallung entbehrenden Maaren den genetischen Zusammenhang beider bekunden (vergl. § 10). Auch Deutschland besitzt in den vulkanischen Gebieten der Eifel und der Umgegend von Laach, sowie in der Schwäbischen Alb eine große Anzahl solcher Maare. Die bekanntesten der erstgenannten Gruppen sind das Pulvermaar bei Gillenfeld, das Weinfelder und das Gemündener Maar bei

Daun, welche in devonische Grauwacke und Tonschiefer eingesenkt sind, und auch der Laacher See wird für ein Maar gehalten. In der Schwäbischen Alb konzentrieren sich nicht weniger als 127 Maare zu dem vulkanischen Gebiete von Urach*). Dieselben stellen die z. T. kesselförmig erweiterten Mündungen zylindrischer Kanäle dar, deren Füllwerk fast durchweg aus Basalttuff nebst Fragmenten der geschichteten und massigen Gesteine des durchbrochenen Untergrundes besteht (Tuffröhren) und nur ausnahmsweise von solidem Basalt gebildet wird. Ihrer Schönheit wegen berühmt sind zwei mit Wasser gefüllte Kesselkratere im Albaner Gebirge, der See von Albano und der von Nemi; reich ist ferner Java an ähnlichen, den Maaren analogen Bildungen.

§ 8. **Vulkanreihen und Vulkangruppen.** Die räumliche Verknüpfung der Vulkane erfolgt nach 2 verschiedenen Grundrissen, wonach sich dieselbe entweder zu einer reihenförmigen oder zu einer unregelmäßig gruppenförmigen gestaltet. Solche Vulkanreihen und Vulkangruppen können sich, wenn auch durch größere oder kleinere Lücken getrennt, zu langgestreckten Vulkanzonen vergesellschaften.

Vulkanreihen. Die reihenförmige Anordnung von Vulkankegeln macht sich zunächst im Kleinen in der linearen Gruppierung der parasitisch einem Hauptvulkan aufsitzenden Nebenkegel geltend und beruht auf dem Aufreißen von Radiärspalten in ersterem, welche dann den Eruptionsprodukten zum Auswege dienen. Die Geschichte des Ätna liefert hierfür zahlreiche Beispiele. So bauten sich im Jahre 1874 auf einer derartigen Spalte von 5 km Länge nicht weniger als 36, auf einer solchen des Jahres 1819 sieben größere und 24 kleinere Aufschüttungskegel auf. Die gleiche Erscheinung wiederholt sich in größerem Maßstabe. So sind z. B. einer den Laki im südlichen Island durchziehenden Spalte 34 größere und etwa 60 kleinere Kegel und Kratere aufgesetzt, welche eine schnurgerade, 24 km lange Reihe bilden (Fig. 7). Viel beträchtlichere Längen erreichen die Spaltenzüge, auf denen sich gewisse Vulkanreihen Zentralamerikas aufgebaut haben. So besitzt diejenige von Nicaragua vom Coseguina bis zum Madera bei vollkommen geradlinigem Verlauf eine Länge von 285 km, auf der sich streckenweise (Fig. 8) die Vulkanberge eng aneinander drängen**).

Eine nicht seltene Erscheinung ist es, daß sich derartige Vulkanreihen gabeln oder auf Querspalten rechtwinkelige Äste abgeben oder endlich sich sprungweise und staffelförmig gegen einander verschieben. Die gleiche reihenförmige Anordnung wie auf dem Festlande spiegelt sich in vulkanischen Inselschnuren wie den Aleuten und Kurilen wieder. Im allgemeinen aber sind wirkliche, also auf Spaltenzügen aufgebaute Vulkanreihen nur in

*) W. Branco, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen. Stuttgart 1894.

**) C. Sapper, Z. d. D. geol. Ges. 1897. S. 679.

geringer Zahl nachzuweisen, vielmehr vergesellschaftet sich die große Mehrzahl der Vulkane zu Vulkangruppen. Im kleinsten Maßstabe werden dieselben repräsentiert z. B. durch die phlegräischen Felder bei Neapel mit über 20 ordnungslos verstreuten, z. T. ausgezeichnet erhaltenen Kraterkesseln, ruinenhaften Ringwällen und dem Kegel des Monte Nuovo; ferner durch den Isthmus von Auckland auf Neuseeland mit seinen zahllosen 100 bis 300 m hohen Vulkanen, endlich durch die Vulkangebiete der Eifel und des Laacher Sees sowie der Auvergne. In ihren Dimensionen verschwinden aber dieselben gegenüber z. B. den Vulkangruppen nahe der pacifischen Küste von Südamerika, unter denen diejenige von Ecuador aus 40 Vulkanen und zwar aus Riesen wie dem Antisana, Cotopaxi, Chimborazo und Sangay besteht*).

NO.

Laki

SW.

Fig. 7. Reihenförmige Anordnung der Kratere des Laki auf Island. Nach *Helland*.

Ch.

V.Vi.

V.Te.

V.Pi.

V.Mo.

L A G. M A N.

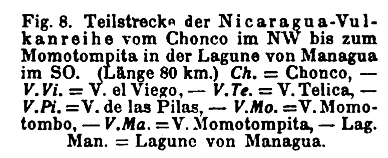


Fig. 8. Teilstrecke der Nicaragua-Vulkanreihe vom Chonco im NW bis zum Momotompita in der Lagune von Managua im SO. (Länge 80 km.) *Ch.* = Chonco, — *V.Vi.* = V. el Viego, — *V.Te.* = V. Telica, — *V.Pi.* = V. de las Pilas, — *V.Mo.* = V. Momotombo, — *V.Ma.* = V. Momotompita, — Lag. Man. = Lagune von Managua.

§ 9. **Vulkanzonen.** Überblickt man die geographische Verteilung der Vulkane, so springt sofort die Tatsache ins Auge, daß dieselben nicht wirr und ordnungslos über der gesamten Erdoberfläche zerstreut liegen, sondern sich vorzugsweise auf ganz bestimmte Striche konzentrieren. Innerhalb der letzteren pflegen sich Vulkanreihen, Vulkangruppen und

*) A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897. S. 391.

Einzelvulkane in anscheinend gesetzlosem Wechsel und durch bald größere, bald kleinere Zwischenräume von einander getrennt zu streifenartigen Schwärmen zu vergesellschaften.

Die Ursächlichkeit dieser Lokalisierung und zonalen Scharung der Vulkane ist darin begründet, daß das glutflüssige Magma die leichtesten Wege zur Erdoberfläche dort vorgezeichnet fand, wo gewisse Striche der Erdrinde infolge besonders intensiver tektonischer Störungen eine Zerrüttung oder Lockerung ihres Gefüges erlitten haben. Derartige Spaltenschwärme, Zerklüftungen und Stauchungserscheinungen begleiten einerseits diejenigen Senkungs- und Bruchfelder, welche zur Entstehung der Meeresbecken geführt haben, erhalten anderseits unabhängig hiervon in den kontinentalen Gebirgen und Grabenbrüchen ihren topographischen Ausdruck und mögen endlich Veranlassung zur unterirdischen Anstauung von vulkanischem Magma zu lokalen Herden gegeben haben (vergl. S. 46). Infolge davon sind die Bruchfelder der Meere und die ihre Steilküsten begrenzenden Störungsgebiete, sowie kontinentale Bruchzonen und Gebirgszüge zum hauptsächlichen Schauplatz vulkanischer Eruptionen geworden.

So ist denn im Gegensatze zu den vulkanfrei gebliebenen Kontinentalflächen des nördlichen Europa, Nordasiens und des östlichen Nord- und Südamerika z. B. das jugendliche Bruchgebiet des mittelländischen Meeres mit den Vulkanen Cataloniens, der Columbreten, Sardiniens, der liparischen Inseln, Siciliens, der apenninischen Halbinsel, der griechischen Inseln und Kleinasiens besetzt und ebenso trägt der südliche Bruchrand Asiens den geschlossenen Vulkangürtel der Andamanen und Sunda-Inseln von Barren Island über Java bis Timor. Als Typus einer den ozeanischen Steilabsturz eines Kontinentes begleitenden Vulkanzone kann diejenige gelten, welche mit den Vulkanreihen Zentralamerikas beginnt, an die sich nach Süden die Vulkangruppen von Columbia und Ecuador und nach einer breiten Lücke diejenigen von Peru und Bolivia, dann die Vulkanreihen der Wüste Atakama und endlich von Südchile anschließen, um in ihrer Gesamtheit eine Vulkanzone von fast 8000 km Länge zu bilden.

Im großartigsten Maßstabe aber offenbart sich als vulkanische Begleiterscheinung ozeanischer Einbrüche der den gewaltigsten derselben, das Becken des pacifischen Meeres umrahmende Vulkankranz. Derselbe erstreckt sich von den antarktischen Inseln aus über Neuseeland, die neuen Hebriden, Salomonen, Philippinen, Formosa, Japan, die Kurilen, Kamtschatka, die Aleuten, Alaska, die Westküste von Nord-, Mittel- und Südamerika entlang bis zu den Süd-Shetlands. Dem vulkanisch umgürteten pacifischen Bruchfelde selbst gehören u. a. die Vulkaninseln der Galapagos, von Hawaii und die Marquesas an.

§ 10. **Die Eruptionskanäle.** Die unterirdischen Wege, auf denen die vulkanischen Magmen zur Erdoberfläche gelangten, sind zu einem Teile

auf Spalten zu suchen, wie sie mit dem Wesen der Bruch-, Zerrüttungs- und Faltungszonen untrennbar verknüpft sind, an die ja die Vulkane der Mehrzahl nach gebunden erscheinen. Derartige, stellenweise durch explosive Gasentwickelung zu Eruptionsschloten, den Diatremen Daubrée's, erweiterte Klüfte waren es, auf welchen sich die Vulkanreihen aufbauten. Anderseits aber offenbaren die Vulkangruppen und zahlreiche Einzelvulkane eine vollständige Unabhängigkeit von derartigen durch Spalten vorgeschriebenen Ausbruchsbahnen, sind vielmehr auf spaltenlosem Untergrund aufgesetzt. In solchen Fällen hat sich das Magma durch eigne Kraft und zwar auf die Weise einen Ausweg geschaffen, daß sich die aus dem Glutfluß ausgeschiedenen Gase und Dämpfe selbständig Explosionskanäle durch die überlagernde Gesteinsmasse aussprengten, also Durchschußröhren ausbliesen*). Daß sich hochgespannte Gase, um einen Ausweg zu suchen, tatsächlich auf Flächen und Linien geringsten Widerstandes Kanäle z. T. mit trichterförmigen Öffnungen (Diatremen) ausfegen, hat Daubrée durch das Experiment bewiesen**). Derartige Vorgänge konnten sich nur an solchen Stellen vollziehen, wo die explosive Gasentwickelung in verhältnismäßig geringer Tiefe, also in peripherischen Magmaherden (vergl. S. 46) oder in nicht bis zur Erdoberfläche reichenden (abyssischen) Spalten stattfand. Als noch offen liegende Erzeugnisse solcher vulkanischen Sprengschüsse sind uns die Maare überliefert (s. S. 23). Andere dieser Röhren sind bis oben mit Tuffen, oft auch mit Injektionen solider Lava ausgefüllt worden und können jetzt nach Denudation ihrer Umgebung knopf- oder kuppenförmig emporragen (Necks). Folgten aber reichlichere glutflüssige Magmen den geöffneten Wegen, so bauten sich über den Mündungen der Explosionskanäle Vulkanberge auf.

Für die räumliche Verteilung dieser Art von Eruptionskanälen ist es charakteristisch, daß sie im Gegensatze zu den auf Spalten aufsitzenden Vulkanreihen wirre, mehr oder weniger dichte, gruppenförmige Vergesellschaftungen von Vulkanen oder deren Embryonen, den Maaren, erzeugten. Beispiele hierfür liefern die z. T. einheitlichen Magmaherden zugehörigen, von Maaren und Tuffröhren siebartig durchlöcherten vulkanischen Gebiete von Urach in Schwaben (Branco), der Rhön (Bücking) und von Schottland (Geikie), ferner die Ansammlungen kleiner Vulkankegel in der Eifel und der Auvergne und endlich die imposanten Vulkangruppen Südamerikas, so von Ecuador (Stübel).

---

*) W. Branco, l. c. S. 613—644 und 703—724 und N. Jahrb. 1898. Bd. I. S. 175. — Ders., Das vulkanische Ries. Berlin 1901. S. 15. — Vergl. A. Bergeat, Die äolischen Inseln.

**) G. A. Daubrée, Compt. rend. LXI. S. 768 und 857. — Ders., Bull. de la soc. géol. de France. XIX. 1891. S. 313. — Vergl. auch Stapff's Referat in Z. f. prakt. Geol. 1893. S. 284.

§ 11. **Lage der Stratovulkane mit Bezug auf Land und Meer.** Eine bedeutsame Erscheinung ist das Gebundensein der wesentlich aus Auswürflingen aufgebauten Vulkane, also der Stratovulkane an die Nähe großer Wasserflächen, während die massigen Vulkane ein solches Abhängigkeitsverhältnis nicht zeigen. Diese Tatsache erklärt sich dadurch, daß die explosive Erzeugung des zerspratzten Materiales, sowie die Bauart der Stratovulkane durch den unterirdischen Zutritt von Wasser zu den Eruptionskanälen und den in ihnen emporsteigenden Laven bedingt ist. Bei dem Konflikte zwischen den sich hierbei entwickelnden Dämpfen und frei werdenden Gasen einerseits und dem glutflüssigen Magma anderseits wird letzteres in Spratzlinge zerstiebt, die als Auswürflinge in die Luft geschleudert werden und durch deren Aufschüttung um die Kanalmündung ein Vulkankegel schichtweise emporwächst. Die bei weitem meisten der existierenden Stratovulkane liegen deshalb auf Inseln oder längs der Meeresküsten oder auch in der Nähe großer Binnengewässer. Nur scheinbare Ausnahmen machen die im Innern der Kontinente gelegenen erloschenen, z. T. nur sehr kleinen oder isolierten Vulkankegel der Eifel, der Auvergne, Arizonas, Tibets, der Mandschurei und Ostafrikas — nur scheinbare, weil ihre Tätigkeit in Zeiten fällt, wo sich das Meer bis in ihre Nachbarschaft erstreckte oder wo Gewässer in ihrer Nähe vorhanden waren, deren Eintritt in die Vulkanschlünde genügte, um hier Explosionen und durch diese die Zerstäubung des Magmas zu bewirken. Im Gegensatze hierzu beschränken sich die aus unzerspratzten Massenergüssen hervorgegangenen Vulkankuppen und -decken nicht auf Küsten und Inseln, sondern sind von der Nähe des Meeres völlig unabhängig und können deshalb eine allgemeine kontinentale Verbreitung erlangen.

§ 12. **Erloschene (ruhende) und tätige Vulkane.** Nicht fortwährend und beständig entweichen aus dem Kanale, um dessen Mündung sich die Vulkane aufgebaut haben, aus der Tiefe heraufsteigende glutflüssige, zerstäubte oder gasförmige Materialien, vielmehr sind die derartigen Eruptionserscheinungen durch größere oder geringere Pausen unterbrochen, während deren der Kraterkanal verstopft ist, ja bei vielen, selbst den meisten der Vulkane hat, so lange menschliche Nachrichten zurückreichen, ein Ausbruch nicht stattgefunden. Man bezeichnete dieselben als erloschen im Gegensatz zu denen, von deren Eruptionstätigkeit wir Kunde besitzen, den tätigen. Diese Unterscheidung ist schon deshalb eine sehr unsichere, weil die Zeitmaße, welche man hierbei in Anwendung bringen kann, in verschiedenen Gegenden sehr verschieden groß sind und in manchen Fällen nur wenige Jahrzehnte oder Jahrhunderte zurückreichen. Man hat denn auch viele Vulkankegel als erloschen betrachtet, bis um so furchtbarere Eruptionen den Namen zu Schanden machten. So erfolgte der Ausbruch des Vesuvs (79 n. Chr.), durch welchen Herculanum und Pompeji vernichtet

wurden, nach der Ruhe vieler Jahrhunderte, während deren jener Vulkan als längst erloschen galt, und sechzehn Jahrhunderte (von 300 v. Chr. bis 1302 n. Chr.) vergingen zwischen zwei auf einander folgenden Eruptionen am Fuße des Epomeo, einer gewaltigen Vulkanruine auf der Insel Ischia.

Aber selbst in als erloschen betrachteten Vulkandistrikten erlischt die vulkanische Tätigkeit nicht gänzlich. Heiße oder kohlensäurereiche Wasserquellen und Gasausströmungen sind die letzten unscheinbaren Nachwirkungen der großartigen Ereignisse früherer Zeiten. So tritt in dem alten Vulkangebiete des Laacher Sees die Kohlensäure an unzähligen Punkten, bald als freies Gas (Mofetten), bald an Wasser gebunden als Säuerling zu Tage; besonders reichlich sind solche Exhalationen in dem tief eingeschnittenen Brohltale vorhanden. Eine einzige natürliche Sauerquelle bei Burgbrohl führt der Atmosphäre in jedem Jahre gegen 120 000 cbm Kohlensäure zu. Eines der dortigen Bohrlöcher liefert täglich 2160, im Jahre über 788 000 cbm Kohlensäure (Heusler). Ganz ähnliches ist in dem Vulkandistrikte der Eifel und des nördlichen Böhmens der Fall, — auch das Gebiet erloschener Vulkane in der Auvergne ist reich an Kohlensäure-Exhalationen, welche somit der letzte Akt vulkanischer Tätigkeit sind.

§ 13. **Solfataren, Mofetten, Fumarolen.** Ausströmungsstellen von Schwefelwasserstoff, Schwefeldämpfen und schwefeliger Säure in erlöschenden Vulkangebieten nennt man **Solfataren,** solche von vorwaltendem, z. T. mit Gasen gemischtem Wasserdampf **Fumarolen** und solche von Kohlensäure **Mofetten.** Diese verschiedenartigen Exhalationen bezeichnen zugleich die auf einander folgenden Stadien in dem allmählichen Ersterben der Vulkantätigkeit.

Einen noch ziemlich intensiven Grad der letzteren repräsentieren die Solfataren. So ist die Solfatara bei Neapel ein alter Krater, dessen letzte Lavaeruption in das Jahr 1198 fällt. Aus zahlreichen Spalten und Rissen, und namentlich aus einer kluftartigen Höhlung auf seinem Grunde (der Bocca) dringt heißer Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure mit Wasserdampf gemischt hervor. Sie haben die trachytischen Kraterwände zu einem mulmigen und bröckeligen Grus zersetzt und stellenweise vollkommen gebleicht. An vielen Stellen, besonders rings um die Mündung des hauptsächlichen Exhalationsschlundes haben sich gelbe bis orangerote Inkrustate von Schwefel, sowie solche von Gyps und Alaun gebildet. Die Insel Vulcano, ferner Island, Chile, Java und Neuseeland haben ausgezeichnete Beispiele von Solfataren aufzuweisen. Auch die »Schwefelhöhlen« am Büdös in Ost-Siebenbürgen sind noch tätige Solfataren und zugleich Mofetten. Die Ablagerungen von Schwefel im Jungtertiär Siciliens (Girgenti), sowie diejenigen von Schwefel und Zinnober der Sulphur Bank in California verdanken Solfataren ihren Ursprung.

Von Wasserdampf-Fumarolen mögen an dieser Stelle z. B. diejenigen von Ischia Erwähnung finden. Dort dringen an zahlreichen Punkten,

z. B. am Monte Tabor, aus den Spalten im Trachyte der alten Lavaströme heiße Wasserdämpfe hervor und werden zum Teil für Heilzwecke benutzt. Die Karapiti auf Nord-Neuseeland ist eine Dampfquelle, welche aus einem kraterähnlichen Loche unter lautem Brausen einen heißen Strahl von Wasserdampf entsendet. Die Zahl der z. T. mit großer Gewalt emporbrausenden Dampfquellen im Nationalpark am Yellowstone in Nordamerika wird auf mehr als 3000 geschätzt. Übrigens gehören die Wasserdampfwolken, die aus den Krateren vieler ruhender Vulkane emporsteigen, ferner die Dampfstrahlen, die aus zahlreichen Krateren und Vulkanwandungen hervorbrechen, unter diese Rubrik. Zu derartigen Fumarolen stehen die heissen Quellen, an denen fast alle vulkanischen Distrikte reich sind, in nächster Beziehung. Wo solche heiße Quellen in tonigem Erdreiche münden, führen sie häufig feinverteilten Ton (Schlammquellen) oder nehmen so viel desselben auf, daß sie zu einem zähflüssigen Schlamm werden, den die im aufsteigenden Wasser enthaltenen Gase mit explosiver Gewalt durchbrechen, emporschleudern und randlich anhäufen und auf diese Weise Schlammvulkane aufbauen (S. Salvador, Java). Viele Fumarolen enthalten Schwefelwasserstoff, diejenigen von Sasso, Laderello in Toskana und von Vulcano Borsäure*) beigemengt, welche sich als Sassolin an den benachbarten Gesteinswänden absetzt.

Das letzte Anzeichen verlöschender vulkanischer Tätigkeit bilden die Mofetten. Zu diesen gehört die vielbesuchte Hundsgrotte in den phlegräischen Feldern bei Neapel, eine sich langsam nach der Tiefe senkende kluftartige Höhle im alten Krater von Agnano, in deren Tiefe sich eine dichte Schicht von Kohlensäure ansammelt. Die dortigen Führer pflegen die Existenz dieses Gases und seinen Einfluß auf brennende Gegenstände und auf das tierische Leben durch Experimente mit Fackeln und Hunden zu demonstrieren. Überhaupt aber gehören, wie schon oben berührt, Mofetten zu den verbreitetsten und gewöhnlichsten Erscheinungen in sehr alten vulkanischen Gebieten (Eifel, Laacher See, Wetterau, Driburg, Salzungen, Auvergne, nördliches Böhmen) und stehen hier in innigster Verknüpfung mit Sauerquellen (Säuerlingen) und Mineralquellen (Eifel, Laacher See, Neuwied, Franzensbad, Marienbad, Karlsbad, Brüx, Bilin, Teplitz).

§ 14. **Gesteinsumwandlungen durch vulkanische Dämpfe.** Den Krateren der Vulkane, sowie den Spalten, welche in vulkanischen Gegenden den Erdboden durchziehen, entströmen, wie eben gezeigt, Kohlensäure, heiße Wasserdämpfe, Chlorwasserstoff, Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure. Namentlich ist es die Schwefelsäure, das Oxydationsprodukt der beiden letztgenannten Gase, welche bei ihrer Einwirkung auf das Nebengestein rascher als Kohlensäure die Kieselsäure aus ihren Verbindungen austreibt

---

*) A. Bergeat, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899. S. 45.

und, mit den Basen sich vereinigend, zahlreichen neuen Substanzen Ursprung gibt. Im allgemeinen werden die Gesteine dadurch gebleicht, ihre dunkele, oft schwarze Farbe geht in eine zum Teil blendend weiße oder gelbliche über, ihre Festigkeit nimmt ab, sie werden porös, morsch und zerreiblich und verwandeln sich endlich in tuff- oder tonartige Massen, von welchen bisweilen die Krystalle der weniger leicht angreifbaren Mineralien in unzersetztem Zustande umschlossen werden. Besonders energisch und tiefeingreifend wirken derartige Zersetzungen dort, wo die Ausströmungen von gasartigen Substanzen durch zugleich mit hervorbrechende Wasserdämpfe oder heiße Quellen unterstützt werden. In großartigem Maßstabe geht diese Umwandlung an den Palagonittuffen verschiedener Lokalitäten Islands vor sich, wo diese durch zahlreiche, mit Gewalt aus den Gesteinsspalten des Palagonittuffbodens hervorbrausende Strahlen von schwefeliger Säure, Schwefelwasserstoff und Wasserdämpfen in abwechselnde Lagen von bunten und weißen Tonen verwandelt werden. Ähnliches spielt sich auf Java, auf der Insel Vulcano, in der Solfatara bei Neapel, am Pic von Teneriffa ab.

Als Neubildungen aus den sauren Wasserdämpfen und den aus dem Gestein extrahierten Stoffen setzen sich Hyalith, Alaun, Eisenvitriol und zumal Gyps ab. So vermag die anhaltende Einwirkung von Solfataren auf trachytische Gesteine dieselben zu Alaunstein zu zersetzen, wie es im Bereгher Komitat in Ungarn, ferner in Tolfa geschehen. In den Schluchten des Yellowstone-Nationalparkes erkennt man, daß der dortige Lipariterguß streckenweise in seiner ganzen Mächtigkeit von 400 m durch die dortigen Solfataren und Fumarolen zu buntfarbigen kaolinischen Umwandlungsprodukten zersetzt worden ist. Nicht selten gehen mit der Umwandlung der vulkanischen Tuffe in tonähnliche Massen Gypsbildungen Hand in Hand. Die zersetzte Tuffmasse wird dann von weißen, faserigen Gypstrümern durchzogen, oder umfaßt Schichten, Stöcke oder blätterige Krystallgruppen dieses Minerales (Island, Lipari). Kommt Kalkstein in der Nähe von Solfataren oder von schwefelwasserstoffhaltigen Quellen vor, so wird die Kohlensäure desselben durch Schwefelsäure ersetzt und das Gestein zum Teil unter gleichzeitiger Ablagerung von Schwefel in Gyps umgewandelt. So ist an der Solfatara bei Neapel, am Maar Agnano und an der Grotte des S. Calogero auf Lipari aus Kalkstein der reinste Alabaster entstanden.

§ 15. **Die normale Tätigkeit der Vulkane.** Auch ein tätiger Vulkan befindet sich nicht fortwährend im Zustande der Aufregung, vielmehr stellt sich ein solcher nur von Zeit zu Zeit, nach längeren oder kürzeren Perioden der Ruhe als eine gewaltsame Unterbrechung der stetigen normalen Tätigkeit ein. Die letztere besteht in dem Auf- und Absteigen, in der wallenden Bewegung der glutflüssigen Lava innerhalb des Kraterschlundes, in dem ruhigen, zum Teil kontinuierlichen Ausfließen der Lava mancher Vulkane, in dem Ausströmen von Gasen und Dämpfen aus Spalten

des Vulkanes oder aus dem mit flüssiger Lava gefüllten Kanale, und in letzterem Falle aus Auswürfen von Lavafetzen. Die gewöhnlichsten Merkmale stetiger vulkanischer Tätigkeit innerhalb der Vulkane sind die Exhalationen gasförmiger Produkte. Das bei weitem vorwaltendste der letzteren ist Wasserdampf, der oft zischend und brausend aus allen Klüften und Spalten des Vulkanes hervorbricht und dann die aus dem letzteren aufsteigende Dampfsäule bildet, welche das weithin sichtbare Kennzeichen eines tätigen Vulkanes ist. Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure, Schwefelsäure, Schwefeldampf, Chlorwasserstoff, Kohlensäure, Wasserstoffgas und Borsäure sind die gewöhnlicheren Begleiter oder Stellvertreter des Wasserdampfes. Durch Entzündung des Wasserstoffes und Schwefelwasserstoffes entstehen Flammen (so nach Schmidt und Fouqué auf Santorin 1866 und 67, nach Baltzer auf Vulcano 1873 u. a.). Aus der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes und aus der Sublimation des Schwefels gehen die grellfarbigen Inkrustate von Schwefel hervor, welche ebenso wie Krusten von Selenschwefel die Wände der Kratere und Spalten vieler Stratovulkane bedecken. In ähnlicher Weise kommen Sublimations- und Zersetzungsprodukte von Chlorverbindungen (Kochsalz, Chlorcalcium, Salmiak, Eisenchlorid, Eisenchlorür, Chlorkupfer, Chlorblei u. a.) als rindenartige Inkrustationen vor. Aus ihnen gehen durch Einwirkung von Schwefelsäure wieder eine Anzahl schwefelsaurer Salze hervor, die dann wie jene die Kraterwände tätiger Vulkane auskleiden; hierher gehören vor allem Glaubersalz, Bittersalz, Gyps und Eisenvitriol. Auch Salmiak-Sublimationen sind nicht selten. Der Eisenglanz, welcher in glänzenden Schuppen und Krystallen die Lava erloschener und tätiger Vulkane bedeckt, ferner Magnetit, Tenorit, Kupferoxydul und Spinell sind die Zersetzungsprodukte der Chloride mit Wasserdampf, wobei sich Salzsäure bildet. In ähnlicher Weise entstehen durch Sublimation: Quarz, Tridymit, Augit, Leucit, Hornblende, Glimmer, Sodalith, Granat, Sanidin, Sphen, Anorthit, Zirkon und andere Silikate*).

Steigen die oben genannten Gase und Dämpfe innerhalb der glutflüssigen Lavamassen, welche bei einigen Vulkanen den Kanal und einen Teil des Kraters ausfüllen, empor, so werden sich die Erscheinungen des kochenden Wassers einstellen, über dessen Oberfläche Dampfblasen Wasserteilchen mehrere Fuß hoch emporreißen. Nur ist die Gewalt, mit welcher die durch die Lava sich drängenden Gas- und Dampfblasen explodieren, weit größer, so daß z. B. die dünnflüssige Lava, welche im Kilauea-Krater zuweilen einen See von 4 englischen Quadratmeilen Größe bildet, in 10 bis 12 m hohen Strahlen emporspritzt. Dabei wird die Lava durch die emporsteigenden und entweichenden Gase in feine Fäden ausgezogen, welche der

*) Siehe: J. Roth, Allgem. und chem. Geologie. I. Berlin 1879. S. 412 u. f.

Wind forträgt, und welche die Eingeborenen »Haar der Göttin Pélé« nennen*). Bei zähflüssiger Lava, wo dem Entweichen der Dämpfe und Gase ein noch größerer Widerstand entgegengesetzt wird, wo sie sich demnach ansammeln müssen, um letzteren zu überwinden, ist die Gewalt der zur Oberfläche gelangenden explodierenden Gase so bedeutend, daß die noch weichen Schlackenfragmente Hunderte von Metern hoch in die Luft geworfen werden können, oft auf ihrem Wege infolge rascher Rotation kugelige oder ellipsoidische Gestalt annehmen und als vulkanische Bomben rings um den Krater zurückfallen.

Mit der Entwickelung und dem Emporsteigen von Gasen und Dämpfen innerhalb des Kraterkanals und der damit Hand in Hand gehenden Ausdehnung der Blasen, je mehr sie sich der Oberfläche nähern, steht das intermittierende Aufsteigen und Explodieren und das darauf folgende Zurücksinken der Lava im Kraterschlunde mancher Vulkane, so des Stromboli und des Kilauea im Zusammenhang, eine Erscheinung, für welche in einem Probierröhrchen siedendes Wasser ein erläuterndes Analogon bietet. Wiederum ein Resultat des Emporwallens der Lava ist ihr Überkochen, infolgedessen sie sich an den niedrigen Stellen des Kraterrandes über denselben ergießt, wodurch Gipfelströme sowie Systeme von Lavabänken gebildet werden.

§ 16. **Zustand der Eruption der Vulkane.** Steigert sich die beschriebene normale Tätigkeit der Vulkane zu einem ungewöhnlichen Grade, wird namentlich die Gas- und Dampfentwickelung im Kraterkanale eine besonders energische, so tritt der Vulkan in den Zustand der Eruption. Dann werden aus den von den emporsteigenden Dampfblasen in die Höhe geworfenen Auswürflingen den Himmel verdunkelnde Aschen- und Sandregen, die sonst ruhig über den Kraterrand rieselnde Lava bricht sich jetzt in verheerenden Strömen Bahn. Besonders furchtbar sind die Eruptionserscheinungen bei Vulkanen, deren Kanal infolge langer Ruhepausen von erkaltender Lava verstopft ist (z. B. Ausbrüche des Vesuvs i. J. 79 und 1631), oder dann, wenn die Eruptionen sich als großartige Explosionen äußern, welche größere Teile alter vulkanischer Bauwerke in die Luft blasen (Krakatau 1883, Bandaisan in Japan 1888), oder in denselben sich weithin ausdehnende Schluchten aussprengen können (Tarawera auf Neuseeland 1886).

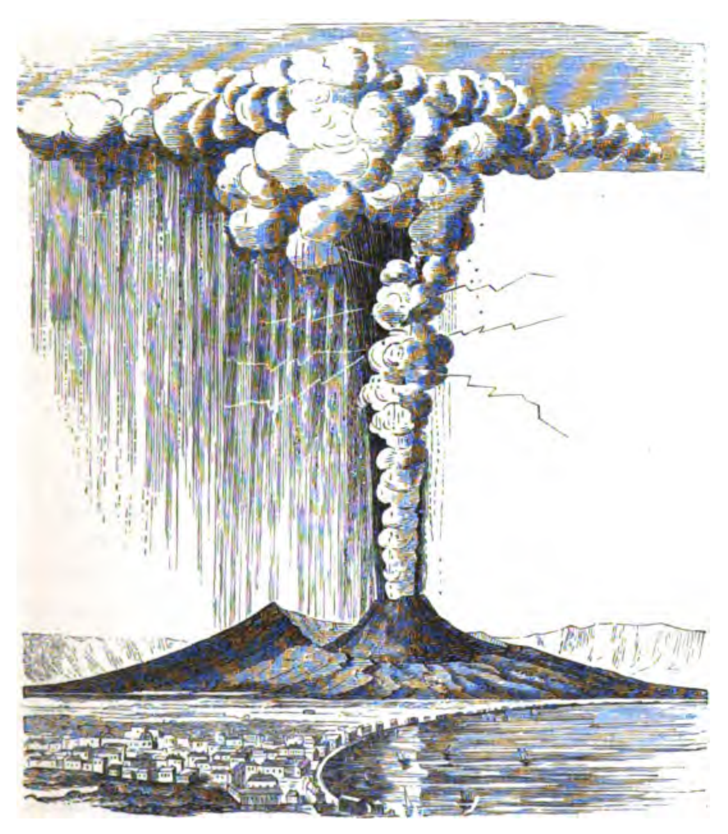
Anfänglich schwache, immer heftiger werdende Erbebungen des Bodens, dumpfes unterirdisches Rollen und Donnern, das Austrocknen der benachbarten Brunnen, das Versiegen der Quellen, das Schmelzen des Schnees, welcher manche Vulkangipfel bedeckt, sie sind oft die Vorläufer einer Eruption, deren Schrecken sie den Bewohnern der Umgegend ankündigen. Das

*) Dutton, Hawaiian Volcanoes. IV. Ann. Rep. U. St. geol. Survey 1884.

Zittern der Erde steigert sich zum heftigen Schwanken, das Rollen wird zu dröhnenden, bald sich steigernden, bald aussetzenden Donnerschlägen oder zu heulendem Pfeifen, krachend zerbirst der Krater, oder der Eruptionskegel selbst, Bruchstücke beider und der Wandungen des Eruptionskanales, sowie glühende Lavabrocken (Bomben, Lapilli) werden umher geschleudert, blitzschnell erhebt sich eine schwarze Rauchwolke gen Himmel, die sich an ihrem oberen Ende ausbreitet (Pinie) und im Dunkel der Nacht die Glut der Lavamassen im Grunde des Kraters wiederspiegelt, so daß sie wie eine Feuersäule erscheint. Diese Pinie besteht aus den aus dem Vulkankanal emporschießenden Gasen und Dämpfen nebst dem durch ihre explosive Entwickelung erzeugten Lavastaube. Manche dieser Pinien setzen sich aus zahllosen kugelig geballten Wolken von reinster weißer Farbe zusammen, welche durch fortgesetzte Explosionen im Kraterschlunde unter dem Drucke frischen Nachschubes emporgedrängt werden. Diese weiße Dampfsäule wird von einem dunklen Strahl aus Asche, Schlackenfetzen und Bomben begleitet, aus welchem die größeren und schwereren Stücke sichtlich auf die Abhänge des Eruptionskegels zurückfallen, nachdem sie eine parabolische Kurve beschrieben haben. Auch dieser Strahl von zerschossenem Magma erreicht eine Höhe von oft mehreren tausend Metern, während die Dampfwolken noch höher emporsteigen. Nicht selten fahren lebhafte Blitze aus den Rändern dieser Dampf- und Aschensäule. (Siehe Fig. 9) Aus dem Vulkanschlunde emporbrechender Wasserstoff, Schwefelwasserstoff und Kohlenwasserstoff entzünden sich zu leuchtenden Flammen und Garben und haben bei der furchtbaren Eruption des Mt. Pelée auf Martinique am 8. Mai 1902 wie ein lohender Wirbelsturm die benachbarte Stadt St. Pierre und die in ihrem Hafen liegenden Schiffe in Brand gesetzt und vielen Tausenden von Menschen den Tod gebracht.

Bei den außerordentlich rasch auf einander folgenden stürmischen Gas- und Dampfexplosionen, welche sich stoßweise durch die glutflüssigen Lavamassen Bahn brechen, werden letztere in ähnlicher Weise, wie das aus einem Gewehre abgeschossene Wasser, in außerordentlich zahlreiche Tröpfchen zerstiebt und erstarren zu einem meist glasigen oder bimssteinartigen Steinstaub, den vulkanischen Aschen und Sanden (s. Petrogr. Geol.). Daher rührt der Reichtum der letzteren an selbständiger oder von den Krystallen eingeschlossener Glassubstanz, die abwechslungsvolle gegenseitige Umhüllung der einzelnen Krystalle, die Unzahl der Gasporen innerhalb derselben; zugleich aber deuten diese Erscheinungen darauf hin, daß diese Krystalle schon als feste Körper aus dem Krater ausgeworfen sein müssen, so daß die Lavamasse, welche der Zerstäubung anheimfiel, einen Schmelzfluß darstellte, in welchem die Krystallausscheidung bereits begonnen hatte, z. T. sogar bereits weit fortgeschritten war. Bei ununterbrochener Aufeinanderfolge der Explosionen werden die dadurch produzierten Aschen und Sande

mehrere tausend Meter hoch in die Luft geblasen, wo sie sich gewöhnlich zu einer ausgedehnten Wolkenschicht ausbreiten und von den Winden viele Meilen weit weggeführt werden, um zum Teil in entfernten Ländern als verheerende Aschenregen niederzufallen. Vom Vesuv im Jahre 512 ausgeworfene Asche fiel in Konstantinopel und Tripolis; die Asche des Ätna wird oft bis nach Afrika getragen; bei dem Ausbruch des Askia auf Island am Ende März 1875 wurden vulkanische Aschen bis zur Küste Norwegens,



Monte Somma. Vesuv (Höhe 1269 m).
Fig. 9. Ausbruch des Vesuvs im Oktober 1822.

ja bis in die Nähe von Stockholm, also 257 geogr. Meilen weit getragen. Bei der Eruption des Krakatau i. J. 1883 erreichten die Auswürflinge eine Höhe von 30000 m und verbreiteten sich über einen Flächenraum von über 800000 qkm*). Besonders aber häufen sich die Aschen und Sande

*) R. D. M. Verbeek, Krakatau. Batavia 1884 und 1885. — Ausführl. Ref. im N. Jahrb. 1885. I. S. 52 und 1886. I. S. 276. — Eruption of Krakatoa etc. Rep. of the Krakatoa Committee Roy. Society. London 1888.

in der Umgegend und auf den Abhängen des sie produzierenden Vulkanes zu erstaunlichen Massen an (Verschüttung von Herculanum und Pompeji). Beruht doch das Entstehen und das Wachstum der Vulkankegel auf der Anhäufung des vulkanischen Schuttes rings um den Eruptionskanal. Fallen die ausgeworfenen Lapilli, Sande und Aschen in das benachbarte Meer, so werden sie zu horizontalen Schichten ausgebreitet, welche weit ausgedehnte und mächtige Komplexe bilden können und nicht selten die Überreste von Meeresbewohnern umfassen. Bimssteinmassen werden auf der See in weit entfernte Gegenden getrieben. Die Wasserdämpfe, welche in so enormer Menge von den Vulkanen ausgestoßen werden, verdichten sich, sobald sie in höhere, kältere Niveaus der Atmosphäre gelangen, zu Wolken, die sehr häufig stark elektrisch sind und sich unter Blitz und Donner als gewaltige Platzregen auf den Vulkan und dessen Abhänge ergießen, wo sie den dort angehäuften vulkanischen Schutt in Form von Schlammfluten mit sich fortführen. Diese Regen enthalten zuweilen (am Ätna, August 1852) Schwefelsäure und schwärzen und verbrennen dann die Vegetation der benachbarten Landstriche. Zu den Wassern des herabstürzenden Regens gesellen sich nicht selten diejenigen, welche von der Entleerung von Kraterseen, namentlich aber aus der Schmelzung von Schneemassen auf dem Gipfel der Vulkane herrühren und gleichfalls verheerende Schlammströme erzeugen können, so die alles vernichtenden Avenidas des Cotopaxi.

Die nächste Folge der Tätigkeit der Vulkane ist die Vergrößerung ihrer Kegel, dadurch daß sich ihre Auswurfsprodukte rings um den Krater anhäufen und so zur ersten Entstehung und zum späteren Wachstume des Vulkanberges beitragen. So erfolgte die Bildung der fast 300 m hohen Monti rossi, eines parasitischen Doppelkegels des Ätna, im Jahre 1669 durch einen drei Monate andauernden Schlackenauswurf. Enorm muß die Menge der bei dieser Eruption emporgeschleuderten Aschen und Sande gewesen sein, denn sie haben bis auf eine Entfernung von nahezu einer halben Meile um die Monti rossi fast alle Unebenheiten des Bodens ausgeglichen. Ferner schätzt man die Masse der Auswürflinge des Ätna während der Jahre 1864 und 1865 auf 7 Millionen cbm, seines Ausbruches am 29. August 1874 auf fast $1\frac{1}{2}$ Millionen cbm, derjenigen aber der Krakatau-Eruption i. J. 1883 auf nicht weniger als 18 cbkm, und endlich der des Temboro i. J. 1815 sogar auf über 200 cbkm. Überhaupt ist es eine der Mehrzahl der Vulkane und zwar allen denen vom Typus des Vesuvs gemeinsame Erscheinung, daß die Masse der von ihnen ausgeworfenen Aschen und Sande außerordentlich vor den stromartig ausgeflossenen Laven vorwaltet.

Bei der Eruption eines zweiten Typus der Stratovulkane (Kilauea auf Hawaii) hingegen machen sich fast keine explosiven Erscheinungen bemerklich; Aschen- und Sandauswürfe fehlen deshalb beinahe gänzlich, vielmehr steigt die Lava ruhig aus dem Eruptionsschlote in das weite, steilrandige

Kraterbecken, hebt dessen Boden um 100—250 m, schmilzt denselben zugleich von unten ab, wobei aus den zunächst entstehenden Löchern und Ritzen hohe Lavafontainen emporspritzen, und bildet dann einen flüssigen Lavasee, welcher sich durch großartige Ergüsse an der Flanke des Vulkans entleert, womit ein jedesmaliges Zurücksinken des Kraterbodens verknüpft ist*).

§ 17. **Lavaströme.** Das vulkanische Getöse, die Erdbeben, die Aschenregen und Bombenauswürfe erreichen ihren Höhepunkt kurz vor dem Augenblicke, in welchem entweder aus dem Krater selbst, oder aus Spalten, welche am Abhange des Vulkanes aufgerissen werden, die Lava hervorbricht, um als Lavastrom den Berg hinab in die Umgebung zu fließen und dort nicht selten weit ausgedehnte Lavafelder zu bilden. Aus größeren Vulkanen erfolgen die Lavaeruptionen höchst selten aus dem eigentlichen

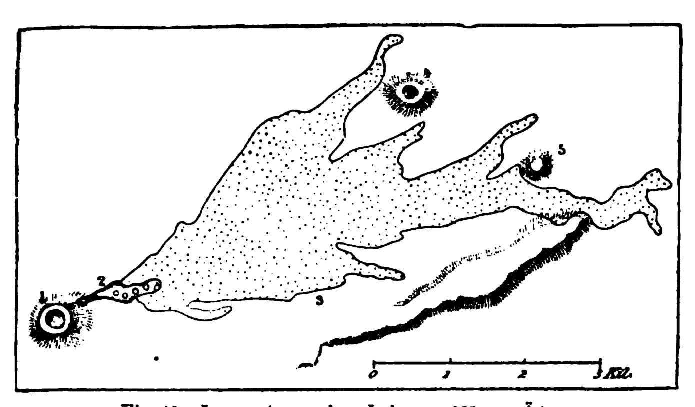


Fig. 10. Lavastrom des Jahres 1865 am Ätna.
1 = Monte Frumento, 2 = Spalte mit Kraterőffnungen, 3 = Wald von Corrita, 4 = Monte Crisimo, 5 = Monte Stornello; südlich von letzterem eine 50 m hohe Kaskade des Lavastromes.

Gipfelkrater (so am Cotopaxi), sondern aus Nebenkrateren auf seitlichen Spalten, obwohl ersterer nicht ruhig bleibt, vielmehr Dampf- und Gasmassen, sowie Aschen, Sanden und Bomben zum Auswege dient. Den Gesetzen der Schwere folgend, fließt die Lava die Bergabhänge hinab, breitet sich auf flachen Ebenen seeartig aus, füllt alle Vertiefungen, die sie auf ihrer Bahn antrifft, aus, staut sich an ihr den Weg versperrenden Hindernissen auf, stürzt sich ähnlich wie ein Wasserfall über diese hinweg (so über die Mauer von Catania im Jahre 1669), teilt sich in mehrere Arme, welche die Hindernisse umfließen und sich dann wieder vereinigen können. Die Geschwindigkeit, mit welcher sich ein solcher Strom bewegt, ist von dem Flüssigkeitsgrade der Lava, von der Menge der nachdrängenden Lavamasse und

*) J. D. Dana, Amer. Journ. of Science. XXXIII. S. 433; XXXIV. S. 81 und 349; XXXV. S. 15, 213 und 282; XXXVI. S. 14, 81, 167.

von der Neigung und Beschaffenheit des Untergrundes abhängig. Manche besonders dünnflüssige Ströme schossen steile Abhänge mit der Schnelligkeit des Windes hinab, bei anderen ist deren Bewegung kaum merklich und beträgt nur wenige Fuß innerhalb einer Stunde.

Die in dem vulkanischen Magma reichlich enthaltenen Gase und Dämpfe, hauptsächlich Wasserdampf, entweichen anfänglich auf der gesamten Oberfläche der Lavaströme und hüllen diese in dichte Wolken ein. Später, bei beginnender Erstarrung der Oberfläche, bilden sich lokale Fumarolen und, falls diese Lavafetzen auswerfen, bis mehrere Meter hohe, steile Schlackenschornsteine (Fig. 11) oder selbst bis 10, ja 20 m hohe parasitäre Eruptionskegel, Boccas. Die ihnen entströmenden flüchtigen Bestandteile des Lavamagmas bedecken deren Umgebung mit ihren buntgefärbten Sublimationsprodukten. Die Beschaffenheit dieser Exhalationen ändert sich in gleichem Schritte mit der sinkenden Temperatur der erstarrenden Lava. Zuerst, bei mehr als 500° C., entweichen Chlorverbindungen und zwar namentlich Chlornatrium, — bei 300 bis 400° Wasserdampf mit Chlorwasserstoff und schwefeliger Säure, — bei größerer Abkühlung Wasserdampf mit Schwefelwasserstoff und schließlich mit Kohlensäure und wenig Schwefelwasserstoff. Die sich entwickelnden Dämpfe und Gase bilden zuweilen 2—3 m hohe blasige Auftreibungen des Schlackenpanzers (Hornitos z. B. des Jorullu), überall aber in der festwerdenden Lava kleinere Blasenräume und bedingen so die poröse, blasige oder cavernöse Struktur, welche die Lavaströme nahe ihrer Oberfläche zu zeigen pflegen.



Fig. 11. Schlackenschornstein auf einem Lavastrome des Vesuvs im Juni 1891. Nach *F. Etzold*.

Die Oberfläche eines Lavastromes erkaltet ziemlich rasch zu einer schlackenartigen Rinde, die ein so schlechter Wärmeleiter ist, daß man sie betreten kann, während durch ihre Zwischenräume und Spalten die noch glühend flüssige Lavamasse sichtbar ist. Steigert sich im Verlauf der Eruption die Menge der nachdringenden Lava, so zerreißt sie den Schlackenpanzer in lauter Schollen, bricht zwischen diesen aufs neue hervor und bildet kleine parasitische Ströme. Die Oberfläche der Lavaströme kann sehr verschiedenartige Gestaltung haben (Fig. 12), bald eine wulstig-runzelige, ähnlich wie die mancher unserer Hochofenschlacken (Fladenlava), bald eine außerordentlich zackig-zerrissene (spratzige), wie im Aufkochen und in die Höhe Spritzen erstarrt, bald kann sie lose blockartig (Block- oder Schollenlava) sein, so daß der Lavastrom wie ein gewaltiger Haufen klein geschlagener Gesteinsstücke aussieht, und endlich können Lavaströme aus zu mehlartigen Fragmenten zerfallenem

Lavamateriale bestehen, ein eigentümlicher Zustand, in welchen manche Laven während der Erkaltung durch Decrepitation übergehen (Heim).

Sehr verschieden ist auch die Zeitdauer, während deren sich ein Lavastrom überhaupt im Zustande der Fortbewegung befinden kann, und die in einzelnen Fällen mehrere Jahre übertrifft. Dahingegen sind Lavaströme sehr



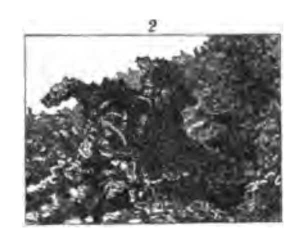




Fig. 12. Oberfläche von Lavaströmen des Vesuvs (*F. Etzold*).
1 wulstige Fladenlava, 2 spratzige Lava, 3 Blocklava.

häufig bis 20, 30, ja 40 Jahre nach ihrem Ausbruche im Innern noch glühend oder zeigen wenigstens eine sehr bedeutende Wärme, während ihre Oberfläche längst die Temperatur der Atmosphäre angenommen hat und mit Flechten bewachsen sein mag. Es beruht dies einerseits darauf, daß die ausgestrahlte Wärme teilweise durch die bei der Krystallisation der erstarrenden Lava frei werdende Wärme ersetzt wird, anderseits auf der außerordentlich geringen Wärmeleitungsfähigkeit der erstarrten Lava, welche bereits die noch fließenden Lavaströme wie mit einem Panzer bedeckt, innerhalb dessen die Fortbewegung der glutflüssigen Masse stattfindet, und der sich in gleichem Schritte mit dem Fortschreiten des Stromes verlängert. Infolge dieses raschen Erstarrens der Außenfläche der Lavaströme bereiten sich diese gewissermaßen eine aus Schlackenstücken gepflasterte Bahn, indem sich bei der wälzenden Vorwärtsbewegung des Stromes, wobei dessen unterer Teil langsamer vorwärts schreitet, als der obere, die Lavakruste des vorderen Stromendes auf den Boden legt, um so den eingeschlagenen Weg mit einer schlackigen Lavaschicht zu bedecken. Deshalb zeigt auch der Durchschnitt jedes Lavastromes (siehe Fig. 13) eine obere Schlackendecke und eine untere Schlackengrundlage, zwischen beiden die feste, krystallinisch steinartige Lava.



Fig. 13. Profil durch die Vesuvlava von 1872 zwischen San Sebastiano und Massa di Somma. *a* Schlackenkruste, *b* steinartige Lava mit viel Olivin, *c* Schlackengrundlage, *d* alte Somma-Tuffe. (*H. Crd.*)

Dieser Schlackenhülle wegen sind auch die Erscheinungen, welche sich ins Meer ergießende Laven bieten, nicht so furchtbar, wie man erwarten sollte, und daher ist es möglich, daß sich Lavaströme über Schneefelder ergießen, ohne diesen ihren Untergrund vollkommen wegzuschmelzen.

Schlackensäcke, wie die eben beschriebenen, bleiben zuweilen wie gewaltige, unregelmäßige, schlauchartige Höhlen erhalten, nachdem die noch flüssige Lava längst weiter geströmt und frischer Zufluß nicht erfolgt ist, meist aber bricht dann die obere Wölbung derselben zusammen, so daß oben offene Rinnen oder Schlackenkanäle entstehen (siehe Fig. 14). Die Quantität der Gesteinsmassen, welche durch Lavaströme der Erdoberfläche zugeführt werden, ist zum Teil ganz enorm. Auf der Südseite des Ätna ergoß sich im Jahre 1669 aus dem Doppelgipfel der Monti rossi ein ungeheurer Strom, dehnte sich in einer Breite von mehr als einer halben Meile aus, begrub und verbrannte vierzehn Städte und Dörfer und erlangte, nachdem er eine Strecke von 1 $^1/_2$ Meilen zurückgelegt, bei Catania als ein 12 m hoher, 500—600 m breiter Wall das Meer. Von den zwei Lavaströmen des Skaptar Jökul auf Island vom Jahre 1783 erreichte der eine 80, der andere 45 km Länge bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 30 m, die aber lokal bis zu 230 m anwächst. Auch der Mt. Loa auf Hawaii entsandte 1885 einen Lavastrom von 72 km Länge, 6—7 km Breite und bis 80 m Dicke. Der Lavaausfluß des Vesuvs, welcher 1891 begann, währte drei Jahre und produzierte nicht weniger als 36 Mill. cbm Lava und einen 130 m hohen Schlackenhügel im Atrio.

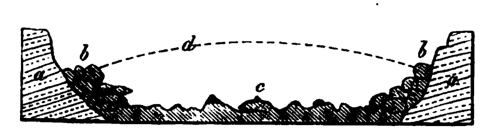


Fig. 14. Profil des Vesuvlavastromes von 1872 in dem Erosionstale des alten Somma-Abhanges oberhalb Massa di Somma.
a Sommatuffe, *b* 5—7 m in die Höhe ragende Lavaränder der Stromrinne, *c* Block- und Schlackenlava, *d* ursprüngliche Höhe des Lavastromes. (*H. Crd.*)

Die petrographische Beschaffenheit der Laven selbst benachbarter Vulkane ist oft eine durchaus verschiedenartige. So lieferten gleichzeitig während der Jahre 1865 und 1866 der Ätna solche von Feldspatbasalt, der Vesuv von Leucitbasalt, die Vulkaninsel Santorin von Trachyt. Aber auch ein und derselbe Vulkan kann die Natur seiner Laven in verschiedenen Perioden seiner Eruptionstätigkeit wesentlich ändern. So folgten sich beim Stromboli Basalt, — Andesit, — Quarztrachyt, bei der Rocca Monfina Trachyt, — Leucitphonolith, beim Monte Ferru auf Sardinien Trachyt, — Phonolith, — Leucitbasalt, beim Krakatau Andesit, — Basalt, — Andesit.

b) Die massigen Vulkane.

Vulkanische Kuppen (Quellkuppen) und vulkanische Decken.

§ 18. **Charakter der massigen Vulkane.** Unter solchen versteht man glockenförmige Kegel, kuppenförmige Hügel, wallartige Rücken oder domförmige Pics, sowie Decken eruptiven Ursprungs, die einem einmaligen ununterbrochenen Magmaausbruche ihre Entstehung verdanken. Infolgedessen besitzt ihr Gesteinsmaterial eine ziemlich gleichartige petrographische

Beschaffenheit, es fehlt ihnen ein Krater und ihr ursprünglicher Eruptionskanal ist durch eine solide Gesteinsmasse vollkommen ausgefüllt und geschlossen. Hierher gehören die Liparit-, Trachyt-, Phonolith-, Basalt- und Andesit-Kegel, -Kuppen und -Dome aller Vulkangegenden der Erde und somit auch Deutschlands und des nördlichen Böhmens. Als besonders charakteristisch und allgemein bekannt sind aus letzteren Gebieten beispielsweise zu nennen: unter den trachytischen Vulkankuppen diejenigen des Lohrberges, Drachenfels, Kühlsbrunnen im Siebengebirge; unter den phonolithischen der glockenförmige Milleschauer, der spitzkegelförmige Kletschenberg, der zackige Felsen des Boržen bei Bilin, sämtlich im nördlichen Böhmen, der Heldburger Schloßberg bei Koburg, die Milseburg in der Rhön, die Kegel des Hegau in Baden und der kleine, aber spitze Hartenfelser Kopf im Westerwalde; unter den Andesitkuppen die Wolkenburg und der Stenzelberg im Siebengebirge; unter den basaltischen Vulkankuppen die Hohe Acht, die Nürburg, der Hohe Kelberg in der Eifel, der schöne Kegel des Karfenbühl bei Dettingen in der schwäbischen Alb, die Stoffelskuppe, die kuppenförmigen Kegel des Dolmar bei Meiningen, der Gleichberge bei Römhild, der blauen Kuppe bei Eschwege, des Löbauer Berges und des Schloßberges von Stolpen in Sachsen, der Landeskrone bei Görlitz u. v. a.

Bei manchen massigen Vulkanen ist die stielartige Ausfüllung ihres ursprünglichen Eruptionskanales sichtbar oder nachgewiesen, so diejenige der Basaltkuppen des Druidensteines bei Kirchen unweit Siegen, des Schloßberges von Stolpen (Fig. 15) und der sich nach unten trichter-

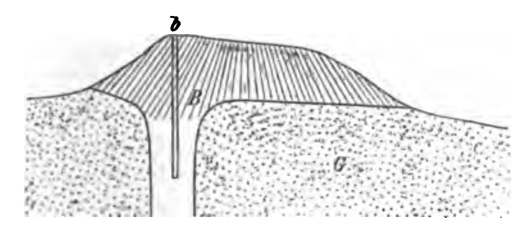


Fig. 15. Schlossberg von Stolpen i. S.
B = Basaltkuppe, 36 m hoch, auf Granit (G) aufgesetzt; — b = Schloßbrunnen, 81,3 m tief, im Basalt.

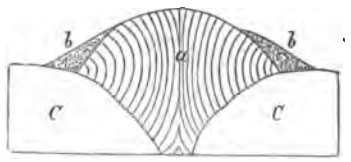


Fig. 16. Profil des Scheitsberges bei Remagen.
a prismatisch abgesonderter Basalt, b Basaltgrus und -haufwerk, c devonischer Tonschiefer.

förmig zusammenziehenden Doleritkuppe der Pflasterkaute im Thüringer Walde; ferner des Annaberges in Oberschlesien, des Weilberges im Siebengebirge, des Scheitsberges bei Remagen, des Perlenkopfes am Laacher See und des Meißners in Hessen.

In gewissen Fällen, so z. B. bei Colorado, Arizona und Utah, hat sich die empordringende Lava zwischen horizontal gelagerte Schichtenkomplexe eingezwängt, die über dem Eruptionskanal befindlichen Schichten emporgewölbt

und sich hier zu unterirdischen Kuppeln, Lakkolithen, angestaut, von denen seitliche Intrusivlager und gangförmige Apophysen auslaufen und die erst durch spätere Erosion oder Denudation bloßgelegt werden (Fig. 17).

Fig. 17. Ein Lakkolith.

Nicht selten hat sich das zu oberflächlichen Quellkuppen aufgetürmte eruptive Gesteinsmaterial an seinen Rändern strom- oder deckenartig über die nächste Umgebung ausgebreitet, so daß mit den Vulkankegeln lavastromähnliche Ergüsse verknüpft sind (Phonolithausbreitungen an der Milseburg in der Rhön, bei Brüx in Böhmen). Diese Erscheinung vermittelt zugleich den Übergang der typischen Quellkuppen zu der deckenartigen Modifikation derselben, d. h. zu den bis mehrere hundert Meter mächtigen und sich über viele Quadratmeilen ausdehnenden, ziemlich horizontal ausgebreiteten und zum Teil zu gewaltigen Komplexen übereinander gelagerten Decken von vulkanischem Gesteinsmateriale. Dieselben stehen in engster genetischer Verknüpfung mit Tuffen und mit zahlreichen, den Untergrund durchsetzenden Stöcken und Gängen, welche als ausgefüllte Eruptionskanäle oder -spalten zu betrachten sind, aus welchen sich die glutflüssigen Gesteinsmassen ergossen, in ihrer Nachbarschaft ausbreiteten und auf einander türmten. Augenscheinlich war es demnach der Flüssigkeitsgrad und die Quantität des Eruptivmagmas, welche es bedingten, daß sich letzteres entweder zu einem Kegel aufstaute oder nach den Seiten ausweichend ausbreitete. In letzterem Falle kann die Menge des ergossenen Materiales und die Größe des von ihm bedeckten Flächenraumes enorme Dimensionen erreichen. So wird z. B. die ganze Kergueleninsel von einer großen Anzahl zusammen gegen 700 m mächtiger Basaltdecken aufgebaut; in Oregon nehmen solche von durchschnittlich 600 m Mächtigkeit einen Flächenraum von 250 000 qkm, in Südindien sogar von 400 000 qkm ein. In kleinerem Maßstabe wiederholt sich ähnliches auf den Faröer, vielen Inseln der Westküste Schottlands und auf Island. Das ein Areal von 40 □ Meilen bedeckende Vogelsgebirge ist das bedeutendste derartige deutsche Vorkommen, unter denen übrigens die über hundert Meter mächtigen Basaltdecken des Habichtswaldes und des Meißners besonders instruktiv sind. Auf dem Braunkohlen führenden Tertiärgebirge des Meissners (Fig. 18), welches

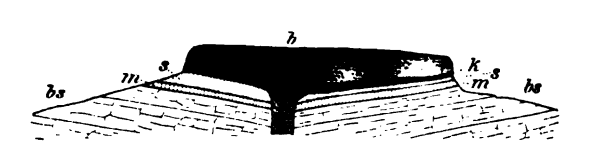


Fig. 18. Profil durch den westlichen Teil des Meißners. Nach *Uthemann.*
bs Buntsandstein, *m* Muschelkalk, *s* Sande und Letten des Tertiär, *k* Braunkohlenflötz, *b* Basalt, nach oben in Dolerit übergehend.

rings an den Abhängen dieses Berges mit nur geringen Unterbrechungen zu Tage tritt und der Triasformation aufgelagert ist, hat sich eine mächtige Decke von Plagioklasbasalten und -doleriten ausgebreitet, deren z. T. gangförmige, z. T. stielförmige Eruptionskanäle durch den ausgedehnten dortigen Bergbau aufgeschlossen sind (Fig. 18 *b*). Im Kontakte mit diesen vulkanischen Gesteinsmassen ist die Braunkohle in Anthracit, Stangen- und Glanzkohle umgewandelt worden (siehe unter Kontaktmetamorphose).

Bei der Eruption der Quellkuppen wurde das glutflüssige Material zugleich in neugebildete oder bereits früher vorhandene Spalten gepreßt. Auf diese Weise ausgefüllt, wurden dieselben zu den Basalt-, Phonolith- und Trachytgängen, welche in der Umgebung von Basalt-, Phonolith- und Trachytkegeln das Nebengestein, oft radiär, zu durchschwärmen pflegen (z. B. in den vulkanischen Distrikten von Nordböhmen und des Siebengebirges).

§ 19. **Struktur der massigen Vulkane.** Höchst charakteristisch für die kuppenförmigen, sowie für die deckenförmig ausgebreiteten vulkanischen Massenergüsse sind deren Strukturverhältnisse, welche aus der Zusammenziehung des erkaltenden Magmas resultierten, und infolge davon, daß diese Erkaltung von den Grenzflächen der Gesteinsmasse ausging, sehr oft in einem ganz bestimmten Zusammenhange mit deren Lagerungsform stehen. Die Volumenverringerung des erstarrenden Eruptivmagmas bedingte nämlich zweierlei Absonderungsformen, einerseits eine bank- oder plattenartige, anderseits eine prismatische oder säulenförmige (vergl. Tekton. Geologie sub massige Gesteine). Sehr gewöhnlich wird nun die Anordnung dieser Platten und Säulen von dem Gesetze beherrscht, daß die Lage der ersteren der Gestaltung der Vulkankuppen oder der Oberfläche der Decken konform ist, während die Prismen rechtwinkelig zu deren Grenzflächen gestellt sind. In ersterem Falle werden die Vulkankegel in lauter tutenartig, zwiebelschalenartig oder glockenförmig über einander liegende Schalen zerlegt, welche allseitig abfallen, auf dem Gipfel aber eine ziemlich flache Lagerung annehmen. Diese der äußeren Form entsprechende Struktur zeigt sich namentlich bei Phonolithkegeln, so besonders ausgezeichnet am Heldburger Schloßberge, am Hohentwiel und Hohenkrähen, am Milleschauer, am Teplitzer Schloßberge, sowie den Kuppen des Velay, tritt aber auch bei Andesitkegeln, z. B. dem Puy de Sarcouy in der Auvergne auf. Andere massige Vulkane sind zwar plattenförmig oder bankartig abgesondert, doch äußert sich in der Richtung der Kluftflächen keine bestimmte Gesetzmäßigkeit, vielmehr verlaufen sie bald horizontal, bald wellig, bald ganz ordnungslos, wie es bei vielen Trachyt-, Andesit- und Liparitkegeln der Euganeen, Zentralfrankreichs, der Ponza-Inseln und Islands der Fall ist. Stellt sich bei Vulkankuppen prismatische Absonderung ein, so divergieren die Gesteinssäulen entweder büschelförmig nach außen, also vom Innern aus

nach allen Punkten der Oberfläche, oder sie strahlen umgekehrt vom Gipfel nach der Basis des Berges aus. Allgemein verbreitet ist die prismatische Absonderung bei den vulkanischen Decken, wo die Säulen rechtwinkelig zur Oberfläche, also vertikal gestellt sind. Dies ist bei fast allen Basaltdecken, aber auch bei solchen von Andesit, Trachyt und Liparit der Fall. Dergleichen Strukturverhältnisse beweisen, daß die massigen Vulkane einer einzigen einheitlichen Masseneruption und einem Festwerdungsakte ihre Entstehung verdanken.

Ähnlich wie auf den Lavaströmen die Boccas (S. 38), so sind auch zuweilen mächtigen vulkanischen Decken durch gewaltsames Ausströmen von Gasen und Dämpfen aus dem erkaltenden Ergußmagma bis über 100 m hohe sekundäre Ausbruchskegel aufgesetzt, so z. B. deren mehr als 300 dem Basaltplateau von Nordsyrien (Stübel). Anderseits haben sich hier und dort im Mittelpunkte alter Tuff-Ringwälle jüngere massige Quellkuppen aufgetürmt (z. B. Astroni bei Neapel, Santorin, Puy de Sarcouy in Zentralfrankreich). Sehr oft stehen jedoch auch Massenergüsse mit Ablagerungen von Tuff und vulkanischem Schutt in Verband, deren Auswurf der Eruption von glutflüssigem Magma direkt vorausging (siehe Fig. 19).

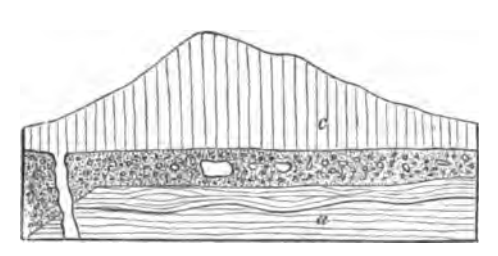


Fig. 19. Profil an der Prager Eisenbahn direkt oberhalb Außig. (*H. Crd.*) *a* dünngeschichtete, lose Augitkrystalle führende Basalttuffe, *b* Basaltkonglomerat mit runden olivinreichen Bomben, *c* säulenförmig abgesonderte Basaltkuppe.

§ 20. **Die Ursache und der Ausgangsort der vulkanischen Eruptionen.** Die Ursache der vulkanischen Eruptionen, also des Empordringens von glutflüssigem Materiale aus der Erdtiefe hat man zunächst dadurch zu erklären versucht, daß infolge des fortdauernden Wärmeverlustes des Erdinnern durch Wärmeabgabe an die Erdrinde und von dieser an den Weltenraum eine wenn auch noch so geringe Kontraktion der Lithosphäre stattfindet. Der hierdurch auf das von letzterer umschlossene glutige Erdinnere ausgeübte Druck preßt, so nahm man an, Teile des glutflüssigen oder bei Druckverminderung durch Spaltenbildung glutflüssig werdenden Magmas dieses Zentralherdes in die Spalten und Schlöte der Erdrinde, in welchen sie entweder zu Gängen und Stöcken erstarren oder auf welchen sie zur Erdoberfläche emporsteigen, wo sie sich zu Kuppen auftürmen, sich zu Decken ausbreiten oder in Strömen tieferen Punkten zufließen. Die weithin bemerkbaren und imposanten, die Gesteinseruptionen begleitenden oder einleitenden Phänomene (Erderzitterungen, Dampfpinien, explosiven Zerstäubungen, Aschenregen, Bombenauswürfe) hingegen sind trotz ihrer Großartigkeit sekundäre Erscheinungen, welche dadurch resultieren, daß Wasser von

oben aus in die Eruptionskanäle und in die mit diesen in Verbindung stehenden Spalten und Klüfte eindringt und in Berührung mit den emporsteigenden Laven zu jenen explosiven Ereignissen Veranlassung gibt. Als reinste und normalste Form vulkanischer Eruptionsgebilde sind deshalb die massigen Vulkankegel (Quellkuppen) und vulkanischen Decken zu betrachten, während die aus Tuffen, Aschen, Lapilli, Bomben und einzelnen Lavaströmen aufgebauten Stratovulkane ihre auffälligsten Eigenschaften, ihre Struktur und ihre ganze Bauart wesentlich der Mitwirkung des von oben zutretenden Wassers verdanken. Daher erklärt sich auch die Erscheinung, daß die Stratovulkane meist auf die Nähe des Meeres und zwar namentlich auf die großen, die marinen Senkungs- und Bruchfelder begleitenden Zerrüttungszonen und schwarmartigen Spaltenzüge beschränkt sind (s. S. 28), wo die in die Tiefe reichenden Kluftsysteme mit Meereswasser gespeist werden, während die massigen Vulkane eine derartige Abhängigkeit nicht zeigen.

Die Eruptionen der Vulkane liefern aber nicht nur Wasserdampf und Chlorwasserstoff, die vom eindringenden Meereswasser herrühren können, sondern u. a. auch noch Schwefeldämpfe, schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Ammoniakgas, Stickstoff, namentlich aber ungeheure Mengen von Kohlensäure. Diese Stoffe können nicht aus den von oben zutretenden Wassern stammen, entströmen vielmehr, ebenso wie ein Teil des Wasserdampfes, dem glutigen Magma des Erdinnern selbst, in welchem sie seit Ballung und Kondensation des kosmischen Glutnebels zur glühend flüssigen Erdkugel absorbiert enthalten sind. Das Innere der letzteren, soweit es bei vulkanischen Eruptionen in Betracht kommt, also wenigstens dessen peripherische Glutschale (s. S. 11) repräsentiert demnach noch heute ein Magma, welches von Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff, Chlor, Schwefel und Kohlenstoff in erheblicher, und von Bor, Fluor, Selen, Arsen, Phosphor in geringerer Menge durchtränkt ist*).

Auf diesen von der Lithosphäre umspannten glutigen Erdkern selbst führte die Mehrzahl der Geologen die vulkanischen Eruptionen zurück. Auf Grund späterer Erwägungen hingegen glauben andere von der direkten Mitwirkung eines solchen allgemeinen Zentralherdes bei der vulkanischen Tätigkeit absehen zu müssen und verlegen deren Ausgangspunkt in außerhalb des ersteren gelegene, selbständige und von einander unabhängige lokale Magmaherde. Nach dieser Anschauung hat die Erdrinde bereits eine viel zu große Dicke erlangt, als daß durch sie eine Kommunikation des glutigen Inneren mit der Oberfläche der Erde stattzufinden vermöchte. Auch eine Vermittlung derselben durch Spalten sei ausgeschlossen, da letztere von

*) E. Reiher, Physik der Eruptionen etc. Wien 1877. — G. Tschermak, Sitzber. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. 1877. Märzheft. — A. Streng, Tscherm. min. und petrogr. Mitteil. 1878. S. 40. — W. Siemens, Monatsber. d. Berlin. Akad. d. Wiss. 1878. Sept. und Okt.

der starren Rinde aus keinesfalls durch die deren Unterlage bildende zähplastische Magmaschicht hindurchsetzen und bis zu ausbruchsfähigen Regionen hinabreichen könnten. Schon wiederholt ist deshalb der Versuch gemacht worden, den Sitz der vulkanischen Tätigkeit in isolierte Magmabecken zu verlegen, die man als von der sich verfestigenden Erdrinde rings umschlossene Glutnester innerhalb der Erstarrungskruste selbst suchte.

Ganz neuen Wegen folgte A. Stübel*). Er beansprucht für die Zeit nach Bildung der ersten, noch dünnen Kruste eine langdauernde Periode, in welcher zuerst an zahllosen Stellen, bei allmählicher Verdickung der Rinde aus immer wenigeren Eruptionsschächten gewaltige Ergießungen von glutflüssigem Magma erfolgten, welche sich auf einander lagerten und schließlich die Erstarrungskruste mit einem mächtigen System von schalig angeordneten Gesteinsbänken, einer Panzerdecke, umgaben. Von nun an fanden Ausbrüche aus der Erdkernmasse nicht mehr statt, weil die eruptive Kraft des Magmas den Widerstand der durch Tiefenzuwachs immer mächtiger werdenden und zugleich auf ihrer Außenseite durch die Panzerdecke verdickten Erstarrungskruste nicht mehr zu überwinden vermochte. Innerhalb der einzelnen langsam erstarrenden Glieder dieser Panzerdecke erhalten sich infolge ungleichmäßiger Erkaltung zahlreiche Nester von glutflüssigem Magma, welche die Tätigkeit des Zentralherdes genau nachahmen und von da an zu den Herden der vulkanischen Erscheinungen auf der jeweiligen Erdoberfläche werden. Zunächst erstarren die kleineren dieser Herde, die größeren verkleinern sich, beides unter Eruption der durch den Erkaltungsprozeß ausgepreßten Magmamassen, die sich von neuem deckenartig ausbreiten und wiederum zu vulkanischen Herden werden konnten. Auf diese Weise rücken die letzteren mit in gleichem Schritte verminderter Ausbruchsfähigkeit immer höher. Schließlich werden dieselben auf ein Minimum reduziert, die Zahl der Ergußstellen wird eine immer beschränktere, die Mitwirkung des Wassers bei den Eruptionserscheinungen kommt mehr zur Geltung, die Aufschüttung von Stratovulkanbergen waltet gegenüber den Massenergüssen bei weitem vor. Die Ausgangspunkte der jetzigen vulkanischen Tätigkeit liegen somit in von Erstarrungsgesteinen rings umschlossenen, lokal ziemlich dicht gruppierten peripherischen Magmaherden von wechselnder Größe, von verschiedenen Altersstufen und Tiefenlagen.

Was nun die Ursache der Eruptionen dieser Herde betrifft, wie sie sich in den vulkanischen Erscheinungen offenbart, so beruht diese nach Stübel's Theorie auf dem Wesen des sich in den Magmanestern vollziehenden Erstarrungsprozesses, indem in dessen Verlaufe, wie angenommen wird,

*) A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897. S. 351—398. — Ders. Über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. Berlin 1901.

eine Phase der molekularen Volumenvergrösserung eintritt. Diese und die mit ihr verbundene Kraftäußerung ist es, welche einen gewissen Teil des noch glutflüssigen Magmas zum Ausweichen und zur Eruption auf einem gewaltsam gebahnten Ausbruchskanal zwingt. Ist durch die einmalige Ausstoßung des Überschusses der zur Erstarrung der gesamten Herdmasse erforderliche Raum geschaffen und dadurch deren Eruptionsfähigkeit erschöpft, so resultiert ein monogener, nach seiner Erzeugung erloschener Vulkan. Erwacht dahingegen nach längerer Ruhe infolge erneuten Raummangels die vulkanische Tätigkeit des Herdes von neuem und macht sich einen Kommunikationsschacht gangbar, so beginnt eine zweite Eruptionsphase, die sich mit kleinen Unterbrechungen über lange Zeiträume erstrecken kann und Vulkanbauten vom Somma-Vesuv-Typus produziert.

So ist denn jede Vulkangruppe, ja die Mehrzahl der Einzelvulkane auf je einen solchen Separatherd zurückzuführen und dient dazu, eine ganz bestimmte, der Erstarrung des Restes im Wege stehende Magmamenge auszustoßen. Ist dieser einmalige oder intermittierende Prozeß durch schließliche gänzliche Erstarrung des Herdmagmas beendet, so hören die Eruptionen auf. Welche Struktur aber die aus letzteren hervorgehenden Vulkane erhalten, ob sie zu Aufschüttungskegeln, also Stratovulkanen, oder zu massigen Kuppen und Decken, oder zu Kombinationen beider Typen werden, das wird nach wie vor davon abhängen, ob und in welchem Maße Tagewasser Zutritt zu den Eruptionskanälen gefunden haben.

Also nicht der Druck der sich kontrahierenden Erdkruste auf den glutigen Erdkern bewirkt die vulkanischen Erscheinungen, sondern es ist das gasreiche Magma der rings von starrem Gestein umgebenen, oberhalb der ursprünglichen Erstarrungsrinde liegenden Glutreste selbst, welches die Ursache und Trägerin der vulkanischen Kraft repräsentiert.

Diese Beschränkung des Ausgangsortes der vulkanischen Tätigkeit der Jetztzeit auf lokalisierte peripherische Herde macht in der Tat eine Reihe von Erscheinungen verständlich, deren Ableitung von einem allgemeinen Zentralherde fast unüberwindlichen Schwierigkeiten begegnet. So erklärt sich die Ursächlichkeit der vulkanischen Eruptionen überhaupt, sowie deren Wiederaufleben nach z. T. sehr langen Ruhepausen aus dem Verlaufe des mit einer Expansionsphase verbundenen Erstarrungsprozesses im Magmaherde, — das Erlöschen von Vulkanen durch den Abschluß dieses Vorganges, — die zeitliche Unabhängigkeit der Eruption selbst benachbarter Vulkane, ebenso aber auch die Verschiedenheit deren Eruptionsprodukte aus ihrer Zugehörigkeit zu gesonderten Herden, — umgekehrt die gruppenweise Vereinigung einer Familie von Vulkanen mit gleichartigen Laven durch deren Zugehörigkeit zu einem gemeinsamen Magmaherd, — die Koinzidenz zwischen Eintritt einer neuen Eruptionsperiode mit dem petrographischen Wechsel der ausgestoßenen Laven durch eine im Laufe des Erstarrungs-

prozesses bewirkte Seigerung (Spaltung) des Herdmagmas, — die örtliche Verschiedenheit der geothermischen Tiefenstufe (S. 10) durch die unregelmäßige Verteilung und Tiefenlage der Vulkanherde.

Die in so vielen Beziehungen befriedigende Anschauung vom Sitze der vulkanischen Tätigkeit in peripherischen Herden und zwar in deren Magma selbst, steht und fällt mit der Theorie von der Ausdehnung des sich plutonisch, also in großer Tiefe und unter hohem Drucke verfestigenden, bis dahin von Gasen und Dämpfen imprägnierten Magmas in einer gewissen Phase seiner Erstarrung*). Aber auch in dem Falle, daß in der Tat der Ausgangspunkt der vulkanischen Eruptionen aus dem glutigen Erdinneren in Residua desselben innerhalb seiner Erstarrungskruste oder gar in deren Panzerdecke verlegt werden müßte, so würden doch die vulkanischen Erscheinungen ihre Zugehörigkeit zur Gruppe der endogenen Vorgänge nicht einbüßen, ihr kausaler Zusammenhang mit der ursprünglichen Glutflüssigkeit unseres Erdballes bleibt unberührt, nur ist derselbe aus einem unmittelbaren zu einem mittelbaren geworden.

2. Heiße Quellen (Thermen).

Je tieferen Regionen aus der Teufe aufsteigende Quellen entstammen, eine um so höhere Temperatur müssen dieselben besitzen, eine Folgeerscheinung der Zunahme der Erdwärme in der Richtung nach dem glutigen Erdinnern. Da diese Temperaturzunahme auf durchschnittlich je 33 m einen Grad Celsius beträgt, so muß demnach im allgemeinen solchen Quellen, welche ihren Zufluß aus einer Tiefe von mehr als 3300 m erhalten, Siedehitze innewohnen. Konzentrieren sich auch die heißen Quellen vornehmlich auf vulkanische Gebiete, auf welche sich auch ihre extremste Form, die Dampfquellen oder Fumarolen beschränken, so brechen doch erstere häufig auch weit entfernt von irgend einem anderen Zeichen vulkanischer Tätigkeit hervor. Von den bekannteren Thermen Mitteleuropas besitzt die Höllenquelle in Baden-Baden 86, die Schwertbadquelle in Burtscheid 76, der Sprudel in Karlsbad 75, der Kochbrunnen in Wiesbaden 68, die Kaiserquelle in Aachen 55, die Badequelle in Ems 50, Teplitz 37, Gastein 48, der Sprudel in Nauheim 37, der Hohenzollern-Brunnen bei Hönningen a. Rh. 31, der Soolsprudel von Soden 29° C.

Da heiße Wasser eine größere Lösungsfähigkeit besitzen als kalte, so beschweren sich die meisten heißen Quellen durch Auslaugung ihres Nebengesteines mit mineralischen Substanzen und sind dann zugleich Mineralquellen, welche sich nicht selten ihrer Last beim Erreichen der Erdober-

*) Vergl. auch A. Rothpletz, Geolog. Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 227.

fläche entledigen. Die gewöhnlichsten ihrer Bestandteile sind Carbonate, Sulfate oder Chlorverbindungen von Calcium, Magnesium oder Natrium, sowie Kieselsäure und Eisenoxydul, von welchen sich namentlich kohlensaure Kalkerde, Kieselsäure und Eisenoxydhydrat am Austrittspunkte der Quellen ausscheiden und zu oft ziemlich mächtigen und ausgedehnten Ablagerungen Veranlassung geben. Die Bildung von Kieseltuff geht am großartigsten an den heißen Quellen Islands, Neu-Seelands und des Yellowstone-Nationalparkes in Nordamerika oft unter Mitwirkung von Fadenalgen vor sich. Auf Island stammt der Kieselsäuregehalt der dortigen Thermalwasser aus der Zersetzung des weit verbreiteten Palagonittuffes, im Nationalpark aus derjenigen des seinen gesamten Untergrund bildenden Liparites. Infolge der Verdunstung des heißen Quellwassers bleibt die bis dahin in kohlensauren Alkalien und als Hydrat gelöste Kieselsäure als Kieselsinter zurück und bildet um die Quellen herum Rinden und Stalaktiten, aus welchen sich bald flachere oder steilere Kegel, sowie von phantastischen Sintergebilden ausgekleidete Becken, bald vielgestaltige und weitausgedehnte, oft terrassenförmige Decken aufbauen. Viel rascher als dergleichen Kieselabsätze gehen die Niederschläge von kohlensaurem Kalke und Eisenoxydhydrat aus kalk- und eisencarbonathaltigen heißen Quellen vor sich, wie z. B. die Ablagerungen von Sprudelstein und Pisolith aus den Karlsbader Thermen und die schnellen Inkrustationen der in diese Quellen gelegten Gegenstände beweisen. Hochstetter hat berechnet, daß der Sprudel täglich 1440, jährlich über eine halbe Million Kilogramm Kalksinter (Sprudelstein) liefern könnte. Das Karlsbader Wasser enthält außer kohlensaurem Kalke unter anderen auch etwas Fluorcalcium, und zwar einen Teil in 300000 Teilen Wasser aufgelöst; diese anscheinend verschwindend kleine Menge summiert sich im Laufe eines Jahres zu etwa 12500 kg, welche den dortigen Gesteinen entzogen und in gelöstem Zustande an die Erdoberfläche geschafft werden. Außerdem fördern die Karlsbader heißen Quellen jährlich fast 1400000 kg kohlensaures Natron und etwa 2½ Mill. kg Glaubersalz, endlich sehr bedeutende Mengen von kohlensaurem Kalk und von Kochsalz zu Tage. Die heiße Schwefelquelle von Warasdin-Teplitz in Kroatien liefert jeden Tag 77000 Eimer Wasser von 56° C., und dieses enthält an festen Bestandteilen, nämlich Schwefel, Kali, Natron, Eisen, Kalk-, Talk-, Ton- und Kieselerde soviel, daß sie seit Beginn der christlichen Zeitrechnung bereits gegen 4000 Mill. kg dieser Mineralsubstanzen der Erdoberfläche zugeführt hat, welche einen Würfel von über 140 m Seitenlänge bilden würden.

Ganz besonderes Interesse erregen die intermittierenden heissen Springquellen oder **Geysirs**, aus welchen in mehr oder weniger regelmäßigen Zeitzwischenräumen Eruptionen von Wasser und Dampf stattfinden*).

*) Holmes a. Peale, Yellowstone National Park. XII. Ann. Rep. Geol. Survey of the Territ. Washington 1883. Mit vollständ. Zusammenstellung der Thermen-Literatur.

Die am längsten gekannte derselben ist der Geysir auf Island. Er liegt nordwestlich von der höchsten Spitze der Hekla inmitten einer Ebene am Fuße des Barnafell. Durch allmählichen Absatz der in seinem Wasser aufgelösten Kieselsäure hat sich derselbe rings um seine Ausmündung einen flachen Kegel von 4 m Höhe und gegen 40 m Durchmesser aufgebaut, in dessen Gipfel ein flaches Becken von 1,3 m Tiefe und 16—20 m Durchmesser eingesenkt ist. An der tiefsten Stelle des letzteren mündet ein 5 m weiter zylindrischer Kanal, dessen Wände aus Kieselsinter bestehen und wie poliert erscheinen. Das Wasser, welches das Becken anfüllt, ist gewöhnlich ruhig und zeigt 76 bis 89° C., während es innerhalb des Kanales nach unten zu an Wärme zunimmt und in 32 m Tiefe über 130° C. besitzt, würde also an dieser Stelle sieden und sich in Dampf verwandeln, wenn es nicht durch den Druck der auf ihm lastenden Wassersäule daran verhindert würde. Allein von Zeit zu Zeit, gewöhnlich alle 24 bis 30 Stunden, tritt eine äußerst heftige und großartige Wassereruption ein, welcher mehrere kleinere Eruptionen vorausgehen. Sie beginnen mit starkem unterirdischem Donner und Erschütterungen des Bodens, worauf das Wasser bis zum Rande des Beckens aufsteigt, aufkocht und hoch emporwallt, bis endlich eine mächtige Wassersäule in kurzen explosionsartigen Stößen und von Dampfwolken eingehüllt, pfeilschnell bis 40, ja 60 m Höhe emporschießt, um nach einigen Minuten zurückzusinken. Die Ursache dieser Geysireruptionen ist nach Bunsen*) darin zu suchen, daß das Wasser am Boden der Röhre unter dem Drucke der auf ihm lastenden Wassersäule auf über 100° C. erhitzt werden kann, während sich dasselbe an ihrer Mündung bedeutend abkühlt. Sobald nun das in der Tiefe des Kanales befindliche Wasser durch allmähliche Steigerung seiner Temperatur von Seiten fortwährend neu hinzuströmender überhitzter Wasser den der Druckhöhe entsprechenden Siedegrad erreicht hat, wird sich dasselbe in Dampf verwandeln. Dieser wirft das über dem Explosionspunkte befindliche Wasser der Röhre mit großer Vehemenz in die Luft, wobei es sich z. T. in Dampf verwandelt. Die allmähliche Überhitzung der tieferen Schichten des sich in dem Geysirkanale wieder ansammelnden Wassers beginnt nun von neuem, bis Dampfexplosionen auch diese Wassermassen in ein höheres Niveau des Kanales treiben, wodurch sich die Eruptionserscheinungen wiederholen.

Auf Nord-Neu-Seeland sind in einem einzigen und zwar kleineren der dortigen Quellengebiete, dem bei Tokanu, auf dem Raume von 2 englischen Quadratmeilen über 500 Dampf- und heiße Quellen, gewaltige

*) Annalen d. Chemie und Pharmac. 1847. LXII. S. 24 und Poggend. Annal. 1847. S. 159. — Über die künstliche Nachahmung des Geysirphänomens siehe A. Andreae, N. Jahrb. 1893. II. S. 1.

Sprudel, mit kochendem Wasser gefüllte Kessel, Kieselsinterkratere, welche sich periodisch füllen und leeren, tätig. Ferner sind im Tale des Waikato zahlreiche kontinuierliche und intermittierende Spring- und Dampfquellen konzentriert. Ein drittes Thermengebiet, dasjenige des Rotomahana, wurde durch den gewaltsamen Ausbruch des Tarawera im Jahre 1886



Fig. 20. Der Beehive Geysir in Tätigkeit. Nach *Holmes*. Höhe des Wasserstrahles gegen 70 m. (Siehe S. 52.)

(s. S. 33) zerstört. Die großartigste der dortigen intermittierenden Springquellen war die Tetarata. Hochstetter beschreibt sie wie folgt: Ihr Quellbassin ist 26 m lang, 20 m breit und bis an den Rand mit klarem, in der Mitte fortwährend mehrere Fuß hoch aufwallendem Wasser gefüllt, das in dem schneeweiß übersinterten Becken herrlich blau erscheint. Ungeheure

Dampfwolken, die das Blau reflektieren, wirbeln auf. Am Abhange des Hügels, über welchen der Quellabfluß stattfindet, haben sich weiße, marmorartige Terrassen von Kieselsinter gebildet, einem plötzlich erstarrten, von Stufe zu Stufe sich stürzenden Wasserfalle vergleichbar. Jede dieser Terrassen hat einen kleinen Rand, von welchem zarte Tropfsteinbildungen herabhängen, und eine bald schmälere, bald breitere Plattform, welche kleinere Wasserbecken vom schönsten Blau einschließt. Zuweilen und unvermutet wird die ganze Wassermasse des Hauptbassins ausgeworfen, das 10 m tiefe Becken erscheint dann leer, füllt sich aber rasch wieder.

Das großartigste aber aller Thermalgebiete ist der Nationalpark am Yellowstone in den Rocky Mountains. Dieses von Bergketten umrahmte Plateau von durchschnittlich 2400 m Meereshöhe besteht aus einem 5 bis 600 m mächtigen Massenergusse von Liparit, dem sich an fast unzähligen Stellen kochende Quellen und Dampfstrahlen entringen. Man kennt dort etwa 4000 heiße Quellen, darunter 84 Geysirs, und schätzt die Zahl der Fumarolen, zischenden Dampfstrahlen und brodelnden grellfarbigen Schlammsprudel auf ebenfalls 4000. Die sämtlichen Thermalwasser dieses Plateaus enthalten Kieselsäure in Lösung, welche sie der tiefgreifenden Zersetzung des sehr kieselsäurereichen Liparites verdanken. Dieselbe scheidet sich beim Verdampfen des Wassers, namentlich aber unter Mitwirkung von Algen, die selbst noch bei Temperaturen von 85° C. vegetieren, als Kieselsinter (Geyserit) ab und hat allmählich steile Kegel und flache Kuppeln mit Quellröhren oder Kraterkesseln sowie wasserfallartige Terrassen und weite Sinterflächen in wechselvollster Mannigfaltigkeit aufgebaut. Nur eine einzige Gruppe von Thermen, die Mammutquellen, welche in der Tiefe cretacëische Kalksteine durchsetzen, enthalten kohlensauren Kalk in Lösung und haben diesen als einen weißen, gletscherähnlichen Travertinzug von 1,50 km Länge und 60 bis 80 m Dicke, den White Mountain, abgesetzt, auf dessen einzelnen Terrassen kreisrunde Wasserbecken kochen, deren Abflüsse an den Terrassenrändern eiszapfen- oder fransenartige Stalaktiten produzieren. — Von den 84 Geysirs des Nationalparkes springt z. B. der Old Faithfull alle 65 Minuten 50 m hoch, der Beehive (Fig. 20) alle 8 Stunden gegen 70 m hoch, — der Giant alle 6 Tage 85 m hoch, — der Riverside alle 8 Stunden 35 m hoch, — der Castle Geysir alle 30 Stunden 50 m hoch, — der Minute Man jede Minute 10 bis 15 m hoch.

3. Einbrüche der Lithosphäre.

§ 1. **Deren Ursächlichkeit.** Der dem Entwickelungsprozesse unserer Erde zu Grunde liegende Vorgang ist deren Abkühlung und in ihrer Begleitschaft deren Zusammenziehung. In Folge der letzteren treten in der Erdrinde Spannungen ein, die sich schließlich durch Berstungen auslösen.

Die hiernach durch Spaltrisse von einander abgetrennten größeren oder kleineren Schollen werden den Drang haben, der sich kontrahierenden Erdtiefe zu folgen, also ihr nachzusinken, hindern sich aber gegenseitig so lange hieran, bis einzelne von ihnen in Folge des herrschenden gewaltigen Seitendruckes durch örtliche Aufwölbung von Falten oder durch randliche Aufstauung und Fältelung eine Verminderung ihrer Ausdehnung erfahren haben. Hierdurch wird Raum gewonnen zum Absinken einzelner der Schollen, also zu Einbrüchen der Lithosphäre. Gleichzeitig müssen unter dem hydrostatischen Drucke dieser nach unten rückenden Rindenstücke andere eine Aufpressung in ein höheres Niveau erleiden.

Einbrüche der Lithosphäre können entweder weit ausgedehnte Flächen umfassen (ozeanische Bruchfelder), oder sich auf räumlich viel enger begrenzte Areale beschränken (einseitige Brüche, Graben- und Kesselbrüche). Die im Zusammenhange mit solchen gewaltsamen Vorgängen gelockerten Randzonen der angrenzenden stabil gebliebenen oder gehobenen Schollen sind es, welche zu den hauptsächlichen Ausgangspunkten vulkanischer Eruptionen und seismischer Erscheinungen werden (s. S. 26).

§ 2. **Ozeanische Bruchfelder und Kontinentalblöcke.** Der bei weitem größte Teil der Lithosphäre ist auf Bruchzonen in die Tiefe gesunken. Die hierdurch erzeugten Hohlformen nahmen die Wasser auf und wurden zum Ozean, die stehen gebliebenen oder emporgepreßten, den Meeresspiegel durchragenden Schollen bilden die Kontinente oder, wo sie gegenüber diesen nur minimalen Flächeninhalt besitzen, die Kontinentalinseln.

Die ozeanischen Bruchfelder haben sich zu einer zusammenhängenden abyssischen Region aneinander geschlossen. Die sie bis zu einer gewissen Höhe ausfüllenden Wasser bilden deshalb einen einheitlichen Ozean, der nur durch die kontinentalen Emporragungen durchbrochen und gegliedert wird. In der jetztzeitlichen Verteilung von Meer und Festland übertrifft die Ausdehnung des ersteren diejenige des letzteren um mehr als das zwei und einhalbfache, indem sich ihre Flächen verhalten wie 2,54 zu 1.

Die Oberflächengestaltung des Tiefseegrundes ist im Vergleiche mit den Kontinentalflächen im allgemeinen eine einförmige, ebene oder flach wellige, hebt und senkt sich in meist sanften Terrassen, wird aber vielfach auch von recht steilen Bodenschwellen oder rinnen- und beckenförmigen Einsenkungen, lokal auch von horstartigen Aufragungen unterbrochen, deren höchste und steilste Partien den Meeresspiegel als Inseln durchstoßen.

Die mittlere Höhe, bis zu welcher diese ozeanischen Einbrüche vom Meere erfüllt sind, beträgt nach H. Wagner 3500 m, nach A. Penck 3650 m, doch steigt die Höhe der Wasser dort, wo der Meeresboden zu seinen größten Tiefen einschießt, bis zu 8000, ja über 9000 m, so östlich von den Kurilen, bis zu 8515 m, in der Tonga-Rinne im südpacifischen Ozeane bis zu 9427 m und bei Guam, einer der Ladronen, bis zu 9644 m.

Über die ozeanischen Senkungsfelder steigen die Kontinentalblöcke mit steiler Böschung empor und überragen den Meeresspiegel mit einer mittleren Höhe von 700 bis 735 m, so daß ihr Abbruch zum ozeanischen Grund durchschnittlich 4300 m betragen würde. Im Gegensatze zum Meeresgrunde ist ihre Oberfläche reich gegliedert und mit Gebirgen besetzt, deren jüngste und deshalb auch noch höchste in ihrem Verlaufe einer gewissen Abhängigkeit von den Abbruchzonen der Kontinente unterliegen können. In den Gipfeln dieser Gebirgszüge erreicht das Festland seine bedeutendsten Höhen von 6800 bis 8800 m und zwar im Gaurisankar deren Maximum, nämlich 8840 m.

Um eine Vorstellung von der Konfiguration der eigentlichen Erdoberfläche zu bekommen, muß man sich dieselbe ganz ohne Wasser denken, dann würden sich die Kontinente als steil geböschte Plateaus inmitten des fast dreimal so weit ausgedehnten Tieflandes im Durchschnitte 4300 m hoch emporheben. Vom niedrigsten Punkte dieses letzteren, des Meeresgrundes, bis zu dem Kontinentalplateau würde man etwa 10 km Vertikalhöhe, und von diesem bis zu den ihm aufgesetzten höchsten Gebirgsgipfeln von neuem 8 km zu steigen haben, — Höhenunterschiede, die im Vergleiche mit einem Erddurchmesser von etwa 12755 km fast verschwinden.

Von dieser Vertikalgliederung der Lithosphäre in ozeanische (abyssische) Tiefen und kontinentale Blöcke gibt jedoch die oberflächliche Verteilung von Wasser und Land, also die vom Meeresspiegel markierte Grenzlinie zwischen beiden letzteren, kein wahres Bild, vielmehr greift der Ozean aus seinen tiefen Steilbecken mehr oder weniger weit, bisweilen in tiefen Buchten auf die sich bis zum pelagischen Absturz sanft absenkenden Ränder der Kontinentalblöcke über. Aus dieser Flachsee ragen dann nur noch die Erhebungen des submarinen Kontinentalstreifens als Gestadeinseln hervor.

§ 3. **Brüche der Kontinentalschollen.** Auch das Innere und die Ränder der Kontinente werden von Spalten durchsetzt, auf denen Absenkungen größerer oder kleinerer, sehr verschieden gestalteter Schollen stattgefunden haben. Ist es nur eine Einzelspalte, welche den Zusammenhang der Kontinentalfläche unterbricht, und sinkt auf ihr ein Flügel der letzteren in die Tiefe, so entstehen einseitige Abbrüche. Bei parallelem Verlaufe mehrerer Bruchspalten wird entweder ein zwischenliegender schmaler Streifen zu einem Grabenbruche absinken, oder als Horst stehen bleiben, wenn die seitlichen Streifen in die Tiefe brechen. Noch andere Klüfte haben bogenförmigen Verlauf und können sich ungefähr konzentrisch anordnen, so daß unregelmäßig gekrümmte Streifen oder deren polygonale Teilstücke staffelförmig zum Einbruch gelangen (Kesselbrüche). Areale, in denen sich derartige Absenkungen auf Spalten mosaikartig häufen, nennt man Bruchgebiete, die innerhalb der letzteren stehen gebliebenen Emporragungen Horst- oder Schollengebirge.

Unter den einseitigen Abbrüchen gelangen auf dem Festlande besonders diejenigen zum topographischen Ausdrucke, welche den Innenrand der Faltengebirge unvermittelt abschneiden. So brechen die Alpen im Süden zur piemontesisch-lombardischen Ebene ab, das Erzgebirge zum nordböhmischen Tieflande, die Karpathen zu ihrem ungarischen Vorlande.

Als charakteristisches Beispiel eines Grabenbruches kann das Rheintal zwischen Mainz und Basel gelten (Fig. 27). Dasselbe stellt einen streifenförmigen Einbruch auf dem Scheitel eines flachen Gewölbes dar, welches sich aus krystallinen Gesteinen, dem Rotliegenden, der Trias und dem Jura aufbaute. Die während der Tertiärzeit staffelförmig eingesunkene Zentralzone dieser Wölbung wird beiderseits von den stehen gebliebenen, aber später durch Denudation wesentlich erniedrigten Flügeln der letzteren, rechts von dem Schwarzwald und Odenwald, links von den Vogesen und der Hardt überhöht.

Ähnliche, aber viel großartigere Einbrüche jungtertiären Alters stellen die afrikanischen Gräben vor. Von ihnen erstreckt sich der Grosse ostafrikanische Graben vom Norden des Nyassa Sees aus, mehr oder weniger scharf ausgeprägt, zuerst in nördlicher, dann nordöstlicher Richtung, nimmt darauf das Rote Meer, weiterhin das Tote Meer auf, folgt dann dem Jordangesenke, um sich erst im Libanon zu zerschlagen.

Dem Vollzug von ganz jugendlichen, nämlich diluvialen Kesselbrüchen verdankt z. B. das Mittelländische Meer seinen gegenwärtigen Umfang. Zunächst wurde das Gebiet des Ägäischen Meeres von einem Netzwerke von Bruchflächen durchzogen, auf denen die ganze Landmasse zwischen Kreta, den Cycladen, Kleinasien und Morea in die Tiefe gesunken ist. Auch weiter im Osten und Westen brachen verhältnismäßig breite Küstenstriche des bis dahin nur schmalen Mittelländischen Meeres stellenweise bis zu 3000 m Tiefe ab und schufen dessen und seiner Nebenmeere jetzige Umrisse. Rhodus, Kreta, die dalmatinischen Inseln, Malta, Sicilien, Sardinien und Corsica sind innerhalb dieser jetzt vom Mittelländischen Meere eingenommenen Bruchfelder horstartig stehen gebliebene Schollen.

4. Säkulare Hebungen und Senkungen des Bodens.

§ 1. **Säkulare Hebungen und Senkungen in der Neuzeit. Anhaltspunkte für Konstatierung derselben.** Säkulare, also außerordentlich langsame, in kürzeren Zeiträumen kaum nachweisbare Niveauveränderungen einzelner Schollen der Erdkruste können sich als Hebungen oder als Senkungen geltend machen. In Folge der Allgemeinheit und Langsamkeit dieser Schwankungen, aus Mangel an einem an der Bewegung des Festlandes unbeteiligten Beobachtungspunkte gehen jedoch diese Oszillationen an dem Bewohner des Binnenlandes unvermerkt vorüber und würden

überhaupt schwer nachweisbar sein, wenn nicht der Meeresspiegel einen Vergleichshorizont abgäbe, an welchem sich die Hebungen und Senkungen der Kontinente und Inseln durch Strandverschiebungen wahrnehmbar machen und messen lassen. Felsriffe und Sandbänke, welche früher von Wasser bedeckt waren, steigen empor, Küstenstriche wachsen an Breite in der Richtung nach dem Meere zu, einstige Hafenplätze werden landeinwärts geschoben, flache Meeresarme vollständig unfahrbar gemacht, Meeresbuchten zu Strandseen umgewandelt, Korallen- und Austernbänke trocken gelegt, Deltas tauchen aus den Flußmündungen hervor. Andere Ufer und mit ihnen Hochwälder und menschliche Bauten sinken allmählich unter den Spiegel des benachbarten Ozeanes, bis sich die Wasser über ihnen schließen.

Solche Hebungen und Senkungen äußern sich der Natur der Sache nach, ebenso wie dies bei Ebbe und Flut der Fall ist, am auffälligsten an flachen Ufern und würden an steilen, felsigen Gestaden spurlos vorübergehen, wenn das Meer nicht unverkennbare Merkzeichen überall da zurückließe, wo es einst gegen die Ufer gebrandet hat. Durch den Anprall der Wogen hat es die Felswände angeschnitten und unterwaschen und die Klippen glatt geleckt (Strandlinien), es hat Haufwerke von runden Kieseln, Sand und Ton aufgetürmt und Muschel- und Korallenbruchstücke, sowie Seetange zusammengeschwemmt (Strandterrassen), kurz jene eigentümlichen Strandbildungen, welche den Ozean wie ein Saum umgürten, erzeugt. Hebt sich der Kontinent, so entzieht er diese Strandlinien und Strandterrassen dem Bereiche des Meeres, rückt sie landeinwärts und versetzt sie in die Höhe von Hunderten von Metern. Bei jeder Unterbrechung dieses Hebungsvorganges wirft das Meer neue Strandbildungen auf, um dieselben eine nach der anderen einem gleichen Schicksale anheimfallen zu sehen. Anscheinend horizontal umsäumen sie dann die Abhänge der steilen Meeresküsten. Eine ähnliche Beweiskraft besitzen die Reliktenseen. Sie stellen Tümpel des Meeres vor, welche in Vertiefungen eines durch Hebung trocken gelegten und dadurch zum Festlande umgewandelten Meeresgrundes stehen blieben und allmählich mehr und mehr ausgesüßt wurden, ohne dabei ihrer ursprünglich marinen Fauna gänzlich verlustig zu gehen*).

Nach dem Vorgange von Suess, der jedoch versucht hat, die nach ihm vermeintlichen Hebungen und Senkungen des Festlandes auf fortwährende Veränderungen in der Gestalt der ozeanischen Hülle der Erde zurückzuführen, pflegt man Senkungen als positive, Hebungen als negative Verschiebungen der Strandlinie zu bezeichnen.

§ 2. **Beispiele von Hebungen.** Am einleuchtendsten und zugleich am genauesten untersucht sind die durch Hebungen des Landes erzeugten

*) Rud. Credner, Die Relikten-Seen. Ergänzungsheft zu Petermann's geographischen Mitteilungen. 1887.

Erscheinungen Skandinaviens*). Die Küsten dieses Landes befinden sich zum Teil noch jetzt im Zustande der säkularen Hebung, welche der Nachklang mehrerer Hebungsperioden ist, die sich in vorhistorischer, nämlich in spät- und postglacialer Zeit auf der skandinavischen Halbinsel abgespielt haben. An der norwegischen Küste finden sich die Beweise für diese Niveauveränderungen erhalten in Strandlinien, in Terrassen und in marinen Muscheltonbänken.

1. Die Strandlinien sind horizontale, durch den Wogenschlag in die z. T. bereits durch Glacialwirkung abgeschliffenen Felswände eingegrabene Wassermarken, welche namentlich aus der Entfernung, oder wenn sich auf ihnen Schnee konserviert hat, wie wegartige Felseinkerbungen erscheinen. Sehr häufig treten deren 2 oder 3, zuweilen aber 4 oder 5 über einander auf (Fig. 21). Lange Strecken der Meeresküste sind mit einem Kranze solcher Strandlinien umgeben. Dieselben laufen jedoch nicht vollkommen

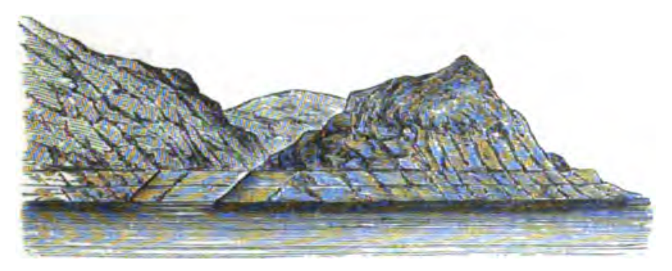


Fig. 21. Doppelte Strandlinie bei Grötnes (Insel Renö) mit den entsprechenden Terrassen an der Talmündung in der Mitte des Profiles. Nach *Mohn*.

horizontal, sondern steigen von den peripherischen Partien der Küstenregion in der Richtung nach dem Inneren des Landes allmählich an, so daß sie in dem am tiefsten gegen letzteres eingebuchteten Trondhjem Fjord eine Meereshöhe von 145 und 162 m erreichen. Dieses Ansteigen der Strandlinien erfolgt jedoch nicht in gleichem, sondern in verschiedenem Maße, indem sich die oberen rascher erheben als die unteren, wodurch deren gegenseitiger Abstand landeinwärts wächst. Mit diesen Strandlinien stehen 2. Terrassen in deutlichstem Zusammenhange, welche sich als Fortsetzungen der ersteren in den in die Fjords einmündenden Tälern finden. Es sind

---

*) Th. Kjerulf, Die Geologie des südl. und mittl. Norwegen. Deutsch v. Gurlt. Bonn 1880. S. 1—23. — R. Lehmann, Über ehemalige Strandlinien in Norwegen. Halle 1879 und Z. f. d. ges. Naturw. Halle 1881. — G. de Geer, Om Skandinaviens Nivoförändringar under Qvartärperioden. Stockholm 1890. — A. M. Hansen, Strandlinje-Studier. Archiv f. Math. og Naturv. XIV. 1890 und XV. 1891. — E. Brückner, Schwankungen der Seen und Meere. Verh. d. IX. Deutsch. Geographentages. Berlin 1891. — R. Sieger, Strandverschiebungen in Skandinavien. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1893. — W. C. Brögger, Nivåforandringer i Kristianiafeltet. Kristiania 1900 og 1901.

dem Talboden aufgesetzte, oben ebene Stufen, die aus Schichten von Sand und Kies aufgebaut sind und deren steile Böschung talabwärts gerichtet ist. Sie sind an der Mündung der Flüsse in die Fjords entstanden und tragen oft noch deutlich das Gepräge alter Deltabildungen an sich. Sie wiederholen sich innerhalb der Täler in gewissen Abständen stufenweise zu mehreren (3—4) hinter einander. Die höchste derselben, also die höchste Meeresstufe, liegt bei Kristiania und Trondhjem in etwa 200, bei Bergen in etwa 150, im Nordfjord und Fördefjord in etwa 75 m Meereshöhe. An den Fuß dieser Terrassen schließen sich 3. Sand- und Tonablagerungen mit marinen Resten und Muschelbänke an. Die höchst gelegenen, also ältesten derselben, die Yoldia-Tone, enthalten eine Fauna mit viel arktischerem Habitus als alle tieferen, also späteren Ablagerungen an der jeweiligen Meeresküste und weisen ähnlich wie gewisse Terrassen auf eine Hebung von mehr als 200 m hin.

In direktem Anschlusse an die Hebungserscheinungen Norwegens stehen diejenigen Schwedens. Auch hier finden sich die höchsten Strandlinien und marinen Ablagerungen in dem zentralen Teile des Landes, nämlich 260—270 m über dem Meere, um sich in der Richtung nach S. bis zum Niveau der Ostsee herabzusenken.

Nach den in Skandinavien gemachten Beobachtungen steht somit fest, daß diese Halbinsel in spätglacialer und postglacialer Zeit Hebungen erfahren hat, welche sich in ungleichem Maße, nämlich nach dem Inneren des Landes zu in höherem Grade geltend machten, als in dessen peripherischen Teilen, und sich zugleich nicht stetig, sondern in Intervallen vollzogen haben. Diese, wenn auch abgeschwächte Hebung scheint auch heute noch im mittleren und nördlichen Teile Schwedens anzuhalten, beträgt z. B. an der Küste zwischen Stockholm und Gefle nach den an eingehauenen Wassermarken angestellten Beobachtungen im Zeitraume eines Jahrhunderts bis zu 1,36 m, und hat sich bei Stockholm nach den dortigen Pegelaufzeichnungen während der Jahre 1827—75 auf 19 cm belaufen (Brückner).

Ganz ähnliche Anzeichen von stattgehabten, durch Stillstände unterbrochenen Hebungen hat auch Schottland aufzuweisen und zwar namentlich in Gestalt ausgedehnter und zum Teil mehrere Kilometer breiter Meeresterrassen (raised beaches), welche die Gestade umsäumen. Dieselben bestehen aus Kies, Sand, Lehm und Ton und sind oft reich an marinen Resten. Die niedrigste, also jüngste und deshalb best erhaltene dieser Terrassen nimmt seewärts ein Niveau von 8—10 m über dem Meere ein (daher »30 feet-beach«), erreicht 1—2 Miles Breite und trägt die meisten Hafenstädte der Ostküste Schottlands, steigt aber landeinwärts bis zu 15 oder 18 m an und geht hier in alte, sich ins Gebirge ziehende Flußterrassen über. Sie enthält Reste einer Fauna, welche mit der jetzigen der benachbarten Meere übereinstimmt, und hat außerdem mannigfaltige

Produkte menschlicher Tätigkeit geliefert, so namentlich zahlreiche alte Kähne (Canoes) und vereinzelte Steinbeile. Die nächst höhere Meeresterrasse besitzt an der Küste eine Höhe von 15—16 m, die höchste und älteste dieser Ablagerungen aber eine solche von einigen 30 Metern (daher 100-feet-terrace), führt die Reste einer arktischen Molluskenfauna, so z. B. von Leda arctica und Pecten grönlandicus und findet ihre Fortsetzung in sich weit in die alten Fjordtäler erstreckenden Strandlinien.

Außer in den oben erwähnten Landstrichen haben sich im Laufe der jüngsten Zeiten stattgehabte säkulare Hebungen namentlich an folgenden Küsten konstatieren lassen: an denen von Finnland, an denjenigen des westlichen Mittelmeerbeckens, Siciliens, an der Landenge von Suez und den Küsten des Roten Meeres, Ceylons und Hinderindiens, an den Inseln des ostindischen Archipels, an der Ostküste Neuseelands, am südlichen Teile der Ostküste von Asien, an der Westküste von Südamerika, ebenso an derjenigen von Zentral- und Nordamerika, sowie von Grönland, von Spitzbergen, von Franz-Josefsland und an der sibirischen Eismeerküste, ferner in der Umgebung der großen Binnenseen Nordamerikas (mit schrägen und konvergierenden Terrassen).

Eine gewisse Berühmtheit als Beweismittel für abwechselnde Senkungen und Hebungen des Bodens hat der Serapis-Tempel bei Puzzuoli unweit Neapel erlangt (Fig. 22). In den dicht an der Meeresküste gelegenen Ruinen desselben befinden sich noch drei 12,3 m hohe, aus je einem Stücke gearbeitete Marmorsäulen, welche nach Wegräumung des sie umgebenden vulkanischen Sandes jetzt frei dastehen. Die Oberfläche ihres untersten Teiles ist bis zu 2,5 m Höhe glatt und unverletzt, dann aber innerhalb einer 3,4 m hohen Zone von zahlreichen Löchern von Lithodomus lithophagus durchbohrt, in welchen die Schalen dieser Bohrmuschel häufig noch erhalten sind. Die obere Partie der Säulen ist wiederum völlig unverletzt. Aus diesen Tatsachen ergibt es sich, daß sich der Landstrich mit dem Serapis-Tempel infolge einer mit Erdbeben und Aschenregen verbundenen vulkanischen Eruption um wenigstens 6 m gesenkt hat. In diesem Niveau verblieb der Tempel längere Zeit, während welcher die Bohrmuscheln ihren Wohnsitz in dem Teile der Säulen aufschlugen, welcher zwischen der 2,5 m hohen Decke von vulkanischem Sande und dem Wasserspiegel lag. Erst später erfolgte wiederum eine Hebung, infolge deren der Tempel sein heutiges Niveau erhielt. Gegenwärtig aber sinkt derselbe von neuem, und zwar um 2 cm im Jahre.



Fig. 22. Ruinen des Serapis-Tempels.

§ 3. **Beispiele von Senkungen.** Es liegt in der Natur dieses Vorganges, daß Senkungen von Küstenstrichen weit schwieriger nachweisbar sind, als Hebungen, bei welchen letzteren die Merkmale früherer Meeresbedeckung durch Trockenlegung sichtbar gemacht werden, während bei Senkungen diejenigen Gegenstände, die als Anhaltspunkte dienen könnten, unter dem Wasserspiegel verschwinden. Als Kennzeichen von Senkungen sind zu betrachten: unter das Meer gesunkene Torfmoore, Wälder und Gebäude, — vom Meer überspülte Straßenpflaster von Küstenorten, sowie Landverlust an der Küste, soweit diese nicht auf lokale Rutschung des Gestades zurückzuführen sind, — ferner submarine Fortsetzungen von Flußtälern als untermeerische Rinnen und Furchen, — Trichtermündungen von Flüssen, — endlich im offenen Ozeane die Koralleninseln.

An zahlreichen Punkten, so an der kurischen Nehrung, an der Küste Englands, der Normandie, der Bretagne, New-Jerseys und Nordcarolinas sind submarine, also unter die Oberfläche des Meeres gesunkene Wälder bekannt; ebenso werden in Küstengebieten durch Brunnengrabungen und tiefe Erdanschnitte Torflager, Kulturschichten und alte Waldböden unterhalb des Meeresniveaus angetroffen, — beides Erscheinungen, welche für Senkungen jener Landstriche sprechen, die vor verhältnismäßig erst kurzer Zeit stattfanden. Wie die gesamte deutsche Ostseeküste, so befindet sich auch die Küste der Nordsee im Zustande säkularer Senkung, ein Teil Hollands, und zwar ein Areal von 268 QM., liegt bereits unter dem Niveau des Meeres, dessen Eindringen nur durch künstliche Bauten abgehalten wird; das Areal des Zuider-Sees wurde erst vor fünf Jahrhunderten von den Fluten bedeckt, und eine große Zahl der Küsteninseln zwischen Texel und Elbe und an der Westküste Schleswigs sind während unserer Zeitrechnung verschwunden oder haben bedeutend an Größe verloren*). Weiterhin tragen die Küstenflächen der Bretagne unterseeische Wälder, die Fortsetzung alter römischer Straßen verschwindet unter der See, die von den Urbewohnern auf flachen Inseln aufgerichteten Riesensteine werden nur noch bei Ebbezeit sichtbar. Auch die Südhälfte der Ostküste Nordamerikas mit ihren vorgeschobenen, alte Uferlinien bezeichnenden Inseln, mit ihren versunkenen Wäldern, untermeerischen Fortsetzungen der Stromrinnen und trichterförmigen Flußmündungen ist in Senkung begriffen. Ebenso sinkt die Südspitze Grönlands langsam unter das Meer, so daß die Pfähle, an welche die eingewanderten Europäer ihre Kähne zu befestigen pflegten, bereits unter dem Wasser verschwunden sind und die Ruinen verlassener Gebäude von ihm überflutet werden. Taucht aber ein Festland von zonalem geologischen Aufbau und deshalb von ebensolcher Gliederung in Berg und Tal

*) Arends, Physische Geschichte der Nordseeküste etc. Emden 1833.

randlich unter den Meeresspiegel, so entsteht das von tiefen Buchten zerfranste, von Klippenschwärmen umkränzte Litoral der Rias.

Gerade so wie das reichliche Vorkommen von Seetieren in z. T. bedeutend höheren Niveaus, als jene gelebt haben können, ein untrügliches Beweismittel für Hebungen von Landstrichen abgibt, so wird auf der anderen Seite durch das massenhafte Auftreten von Produkten organischer Tätigkeit unterhalb der Lebenssphäre ihrer Erzeuger eine Senkung des Bodens bewiesen. Von dieser Tatsache ausgehend, glaubt man den Aufbau der Koralleninseln z. B. des Stillen Ozeanes mit der Annahme in ursächlichen Zusammenhang bringen zu dürfen, daß der Grund dieses von Spaltenzügen umgrenzten Meeres sich seit langen Zeiträumen im Zustande säkularer Senkung befinde. Hierbei stützt man sich auf eine von Darwin und Dana wie folgt begründete Theorie (Literatur siehe sub Dynam. Geol., Bauten der Riffkorallen).

Die Korallentierchen, die bei dem Aufbau der Koralleninseln tätig waren, sind Seichtwasserbewohner und können nur bis zu einer Tiefe von etwa 40 m unter dem Wasserspiegel gedeihen. Trotzdem besteht das Material derartiger Inseln bis zu viel größerer Tiefe ausschließlich aus abgestorbenen Korallen. Diese müssen demnach durch Senkung aus der ihnen zum Leben angewiesenen obersten Meereszone allmählich in jene Tiefe gelangt sein. Ein solcher Vorgang zwang die sich auf den Riffen neu entwickelnden Generationen von Korallentierchen, um nicht aus ihrer Lebenssphäre gerissen, also ihrer Existenzbedingungen beraubt zu werden, zur fortwährenden Ansiedelung auf den oberen Rändern des sinkenden Korallenriffes, nötigte sie also, ihre Bauten statt in die Breite nach oben zu richten. Die schließliche Folge dieser Senkung und der dadurch bedingten und geleiteten Tätigkeit der Korallentierchen war die Entstehung der nach Hunderten zählenden ringförmigen Koralleninseln (Atolls). Jede derselben entspricht einer versunkenen Insel, um welche sich die Korallentierchen angesiedelt und ursprünglich ein Saumriff

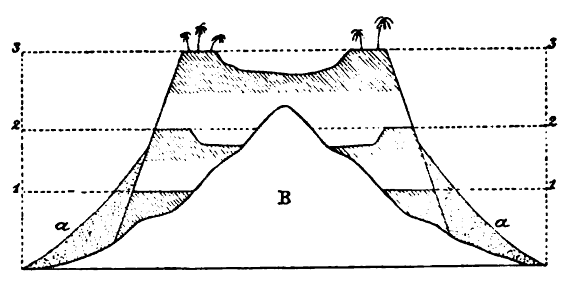


Fig. 23. Profil durch einen Atoll in den einzelnen Stadien seiner nach *Darwin* durch Senkung bedingten Entwickelung. *B* Basale Insel, 1—1 Saumriff, 2—2 Barrierriff, 3—3 Atoll, *a* sich allmählich anhäufender Abbruchschutt.

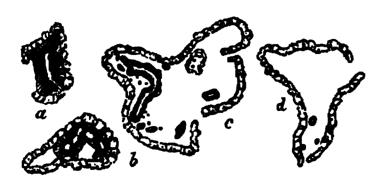


Fig. 24. Feejee Koralleninseln. *a* Goro mit Saumriff, *b* Angau mit Barrierriff, *c* Exploring Isles mit sehr entferntem Barrierriff, *d* Numuku, ein Atoll mit einer einzigen Felsspitze. Nach *Dana*.

aufgebaut hatten, welches sich direkt an das Ufer anlehnte (Fig. 23, 1—1 und Fig. 24 *a*). Es begann die säkulare Senkung des Meeresgrundes und mit ihm der Insel und ihres Riffes, welches sich dadurch allmählich zu einem Barrierriff umgestaltete (Fig. 23, 2—2 und Fig. 24 *b*. *c*). Die Insel verschwand bei fortgesetzter Senkung unter dem Meeresspiegel, die Korallentierchen hingegen hielten ihre Bauten stets in demselben Meeresniveau, so daß dieselben, mag auch ihr Untergrund in steter Senkung begriffen sein, noch immer die Oberfläche des Meeres erreichen und hier die Atolls bilden (Fig. 23, 3—3 und Fig. 24 *d*). Die Hauptstütze dieser Theorie ist die Voraussetzung einer Hunderte von Metern betragenden Mächtigkeit der Riffkalke. Und in der Tat hat sich dieselbe in dem bisher einzigen Falle ihrer praktischen Prüfung bewahrheitet, indem das tiefste der zu diesem Zwecke in den Jahren 1897 und 1898 auf der inmitten des pacifischen Ozeanes gelegenen Koralleninsel Tunafuti geschlagenen Bohrlöcher bis zu einer Teufe von 390 m Korallenkalke durchstieß. Im Gegensatze zu Darwin glaubten Geikie, Murray, Semper, Rein und Studer, submarine Vulkane und vielkuppige Gebirge oder aber massig angehäufte Ablagerungen von Foraminiferen- und Molluskenschalen als Nucleus der Korallenbauten und die allmähliche Hebung oder Erhöhung dieser Untergestelle bis in das Niveau der Korallenansiedlung für die Bildung der Riffe beanspruchen zu dürfen. In Einzelfällen, und zwar namentlich für die Riffe der Flachsee, mag diese Erklärung berechtigt sein, doch gibt die Theorie Darwins immer noch für diejenigen Koralleninseln, welche von dem Boden des Pacifischen und Indischen Ozeans, sowie der Südsee steil, nämlich mit Böschungen bis über 60°, ja zuletzt senkrecht Hunderte von Metern hoch emporsteigen, die naturgemäße Deutung.

Irgend eine Gesetzmässigkeit in der geographischen Verbreitung von Hebungen und Senkungen, eine Abhängigkeit der Richtung und Stärke dieser Bewegungen von der geographischen Breite läßt sich nicht nachweisen, vielmehr wechseln beide oft in kurzen Entfernungen mit einander oder lösen sich zeitlich gegenseitig ab*).

§ 4. **Unbeständigkeit in der Verteilung von Festland und Meer.** Die Verteilung von Festland und Meer auf der Erdoberfläche war keine bleibende, keine unveränderliche, ist vielmehr im Laufe der Erdgeschichte vielfachen und vollständigen Umgestaltungen unterworfen gewesen. Die Kontinente und Ozeane sind mit anderen Worten nicht stabil und ihre Umrisse waren nicht von Anfang an vorgezeichnet, im Gegenteile haben Senkungen und Hebungen bald den einen, bald den anderen Abschnitt der Lithosphäre betroffen und dann jedesmal die Grenzen zwischen Meer und Festland verschoben, ja völlig neu gestaltet.

*) Vergl. F. G. Hahn, Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten. Leipzig 1879. — R. Credner, Die Deltas. Ergänzungsh. Nr. 56 Peterm. geogr. Mitteil. Gotha 1878. S. 60 u. f.

Die Geschichte von dieser seit Urzeiten andauernden Unbeständigkeit ist im geologischen Aufbau jedes Kontinentes verkörpert. Überall breiten sich marine Schichten mit Resten einstiger Meeresbewohner aus und bilden die Kontinente bis zu den überhaupt erschlossenen Tiefen. Und zwar sind es nicht etwa nur Ablagerungen der Flachsee, also Konglomerate, Sandsteine, Grauwacken und die mit ihnen verknüpften Tonschiefer und Schiefertone, sondern ebenso auch solche des offenen Meeres, nämlich Komplexe von Kalkstein, Ton- und Kieselgesteinen mit den Faunen der Tiefsee. Solche pelagische Ablagerungen, und zwar z. T. mehrere Tausend Meter mächtig, finden sich inmitten der Kontinente und beweisen, daß die weiten Flächen, die sie auf diesen einnehmen, einstmals Tiefseeboden gewesen und dann aus pelagischer Tiefe bis in ihr heutiges Niveau gehoben worden sind. Umgekehrt spiegelt sich der Vollzug einer Senkung früheren Festlandes bis zu großen Meerestiefen überall dort in größter Klarheit wieder, wo jüngere Schichtenkomplexe landeinwärts eine immer größere Ausbreitung gewinnen, als ihre unmittelbaren Vorgänger, und zuletzt weit über deren Ablagerungsgebiet auf den alten Kontinent übergreifen, also eine transgredierende Lagerungsform erhalten. So reicht z. B. die obere Hälfte der Kreideformation über die Grenzen deren unterer Hälfte weithin nach Schweden, Westfalen, Sachsen, Böhmen bis nach Regensburg, nach Schlesien und Mähren hinaus, wo sie überall auf viel älteren Formationen aufruht. Das Gleiche wiederholt sich in den Mittelmeerländern, in Indien, in Nord- und Südamerika.

Alle diese bisher erörterten Erscheinungen können indessen nur dazu dienen, den einmaligen Wechsel von Meeresgrund und Festland zu erhärten. Dafür aber, daß solche Verschiebungen zu wiederholten Malen sich vollzogen und zwar bald größere, bald kleinere Stücke der jetzigen Kontinente betroffen haben, liegen die Beweise vor. Wären die marinen Schichtenkomplexe, wie sie jetzt die Kontinente aufbauen, ununterbrochene Niederschläge eines permanenten Meeres gewesen, so müßten sich dieselben zu einer kontinuierlichen, einheitlichen Formationsreihe auf einander gelagert haben. Dies ist aber nirgends der Fall, überall fehlen Glieder derselben, hier die einen, dort die anderen. Jede dieser örtlichen Lücken in der normalen Schichtenfolge ist das Ergebnis der Hebung des damaligen dortigen Meeresgrundes über den Wasserspiegel, in Folge deren zwar rings um das trocken gelegte Rindenstück die marinen Niederschläge fortdauerten, auf ihm selbst aber nicht stattfinden konnten. Sank dasselbe in die Tiefe zurück, so begann die Ablagerung von marinen Sedimenten von Neuem. Die Lücke zwischen den beiden auf einander gelagerten, aber nicht direkt auf einander gehörigen Formationen entspricht der Dauer der zwischenliegenden Auftauchung. Häufig gelangen diese Lücken dadurch zu noch schärferem Ausdruck, daß mit ihnen eine Discordanz (siehe Tekton. Geol.) verbunden

ist, indem die Schichten der sich hebenden und dann wieder absinkenden Scholle vor Ablagerung des zweiten Komplexes eine Aufrichtung und während ihrer Trockenlegung z. T. auch noch eine oberflächliche Umgestaltung durch die Atmosphärilien erlitten haben.

Solche meist mit Discordanz verknüpfte Lücken wiederholen sich nun in den Formationsreihen der verschiedensten Gegenden des Erdenrundes mehrfach über einander: jede derselben ist der Beweis für die zeitweilige Trockenlegung eines Stückes des ozeanischen Grundes.

Nicht selten werden diese Lücken in der marinen Schichtenreihe dadurch ausgefüllt, daß sich zwischen letztere diejenigen Land-, Sumpf- und Süsswasserbildungen einschieben, die während der Festlandphase des oszillierenden Rindenstückes auf diesem zur Ablagerung gelangten, um dann von Neuem durch marine Sedimente bedeckt zu werden, so daß Wechsellagerungen zwischen beiden entstehen. Sandsteine und Schiefertone mit Resten von Landpflanzen und Flötzen von Steinkohle, welche aus der Vermoderung von Farnen, Calamiten und Sigillarien oder von Coniferen, Cycadeen und Equiseten hervorgegangen sind, Schichten, auf welchen sich noch die Fußabdrücke der Tiere erhalten haben, die am Meeresstrande ihre Nahrung suchten, Schichten, auf welchen man noch die Wellenfurchen der Ufer uralter Ozeane, die Eindrücke vorzeitlicher Regentropfen erkennt, sie werden unter- und überlagert von mächtigen Formationen, deren Reichtum an Resten von Bewohnern der See auf einen ozeanischen Ursprung derselben, also auf folgenden Cyclus von Niveauveränderungen hinweist: Hebung des Meeresgrundes zum Festland, — Stillstand, — Zurücksinken des Landes in die Meerestiefe, — erneute Hebung in seine jetzige Höhenlage.

Mit diesen zum Teil sehr ausgedehnten Hebungen und Senkungen gingen stete Veränderungen der Lokalfauna und -flora, das Verdrängtwerden der bisherigen und die Einwanderung einer benachbarten Hand in Hand. Bei eintretenden Senkungen wanderten statt der damaligen kontinentalen Tier- und Pflanzenwelt mit dem hereindringenden Meere zuerst die Organismen des Brackwassers, dann die Bewohner der seichten See und noch später die des offenen Ozeanes ein. Bei Hebungen der von Wasser bedeckten Landstriche zu Festland fand die umgekehrte Reihenfolge in dem Wechsel des organischen Lebens statt. Der Tier- und Pflanzencharakter ein und derselben Stelle der Erdoberfläche war demnach, ganz abgesehen von den mit der Zeit fortschreitenden Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, fortdauernden und durchgreifenden Wandlungen und gegenseitigen Ablösungen unterworfen. Nachstehende deutschem Boden entnommene Beispiele mögen zur Erläuterung derartiger geologischer Vorgänge dienen:

Beispiele von Oszillationen.

(Von unten zu lesen.)

Meeresboden	Marine Ablagerungen mit Meeresfauna =	Zechstein	Lias	Untere Kreide (Hilston)
Senkung				
Land	Land-, Sumpf-, Süsswasser-Gebilde mit entsprechender Flora und Fauna =	Rotliegendes, produktive Steinkohlenformation	Keuper	Wealden
Hebung				
Meeresboden	Marine Ablagerungen mit Meeresfauna =	Unterer Kohlenkalk	Oberer Muschel-Kalk	Oberer Jura Kimmeridge

Auf Grund der vertikalen und geographischen Verbreitung der beschriebenen Erscheinungen läßt sich nachweisen, daß gegenseitige Verdrängungen von Festland und Meer sich während aller geologischen Perioden der Erdgeschichte vollzogen haben, sowie daß die Teilstücke der Lithosphäre unabhängig von einander diesem Wechsel unterworfen gewesen sind. Das Endresultat aller derartiger Vorgänge ist die gegenwärtige Verteilung von Meer und Festland und die wechselvolle Beteiligung der geologischen Formationen am Aufbau des letzteren.

5. Die Bildung der Gebirge.

Literatur.

J. D. Dana, On some results of the earths contraction from cooling. Amer. Journ. of sc. a. arts. 1873. June—Sept.

E. Sueß, Die Entstehung der Alpen. Wien 1875. — Antlitz der Erde. Bd. I. Wien 1885.

A. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc. Bd. II. Basel 1878.

§ 1. **Der Prozess der Gebirgsbildung.** Früher glaubte man, daß die Gebirge durch Druckkräfte erzeugt worden seien, die in radiärer Richtung von unten nach oben gewirkt hätten, und erblickte namentlich in dem Ausbruche von Eruptivgesteinen die Ursache der Hebung und Faltung der Schichten zu Gebirgsmassen (Hutton, Playfair, Beaumont, Humboldt, Buch). Erst den neueren einschlägigen Arbeiten von Favre, Dana, Baltzer, Rothpletz und Diener, vor allem aber von Suess und Heim ist eine naturgemäßere Vorstellung von dem Prozeß der Gebirgsbildung zu danken.

Im Gegensatze 1. zu den Erosionsgebirgen, welche aus einer ursprünglich plateauartigen Ebene durch die taleinschneidende Tätigkeit der fließenden Gewässer herausmodelliert worden sind (siehe Erosion), und 2. zu den Vulkangebirgen, welche durch Hervordringen von Gesteinsmagma aus der Erdtiefe und Anhäufung desselben über den Eruptionskanälen entstanden, also der Erdoberfläche parasitisch aufgesetzt sind (siehe S. 18 und 40), bezeichnet man 3. als tektonische Gebirge solche Gebirge, welche durch Bewegungen der Erdrinde selbst und durch die damit verbundene Umgestaltung der ursprünglichen Erdoberflächenkonturen hervorgebracht worden sind. Die verbreitetsten und gewaltigsten aller Gebirge gehören dieser Rubrik an. Die sie erzeugenden tektonischen Vorgänge können sich äußern als Einbrüche von größeren oder kleineren Schollen der Erdkruste, oder aber als Faltung der den Außenteil der letzteren bildenden Schichtkomplexe. Danach unterscheidet man: Bruchgebirge und Faltengebirge. Erstere sind das Ergebnis der Abwärtsbewegung von durch Spalten abgegrenzten Krustenstücken, letztere das Resultat seitlichen Druckes, also Zusammenschubes, welche beide aus der Abkühlung und damit in Verbindung stehenden Kontraktion und Verkleinerung unseres Planeten hervorgehen.

§ 2. **Die Bruchgebirge** entstehen durch die Zerspaltung (den Bruch) einer Rindenscholle und das Absinken einiger oder eines der durch die oft parallelen Spalten getrennten Bruchfelder oder Bruchzonen, während andere ihr ursprüngliches Niveau beibehalten und dadurch als Gebirge erscheinen. Dieser Vorgang kann sich sowohl an bis dahin ungestörten, noch in schwebender Lage befindlichen, wie an bereits vorher durch Faltungen betroffenen Arealen, in vielen Fällen auch auf der Grenze zwischen beiden vollziehen. Die Bruchgebirge sind sonach der orographische Ausdruck der auf S. 54 beschriebenen Einbrüche und können sich bald als einseitige, aber oft treppenförmig abfallende Bruchgebirge (Erzgebirge), bald als Horstgebirge (Harz, Thüringer Wald), oder zu beiden Seiten einer Grabenversenkung als symmetrische Bruchgebirge (Schwarzwald—Odenwald und Vogesen—Hardt, Fig. 26 und 27; vergl. auch S. 55) geltend machen.

§ 3. **Die Faltengebirge** bestehen aus Faltensystemen der den äußersten Teil der Lithosphäre aufbauenden Schichtenkomplexe und sind durch deren horizontalen Zusammenschub hervorgebracht worden (siehe Fig. 28 und 29). Die Ursache dieses seitlichen, erdperipherischen Druckes, welcher die Schichten der Kontinentalschollen zur Faltung und Runzelung zwang, liegt ebenfalls in der fortdauernden Abkühlung und Kontraktion der Kernmasse der Erde. Glättet man in Gedanken die Faltengebirge wieder aus, so erhält man ein Zuviel von Erdkruste, so z. B. beim Jura einen Streifen von 5000—5300 m, bei den Alpen von etwa 120000 m, bei den Appalachen von über 140000 m Breite. Da die zu diesen Gebirgen

gefalteten Schichten ursprünglich horizontal abgelagert waren, so war die von ihnen vor ihrer Faltung eingenommene Fläche um die genannten Beträge breiter und ist durch Zusammenschub um ebensoviel vermindert worden. Da Gleiches von allen übrigen Faltengebirgen gilt, so war die gesamte Erdoberfläche und somit der Erdumfang vor ihrer Auffaltung größer als jetzt, und zwar um soviel, als sich beim Ausglätten sämtlicher Falten

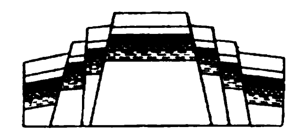


Fig. 25. Horstgebirge.

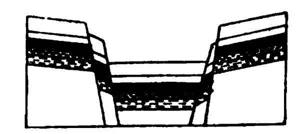


Fig. 26. Durch eine Grabenversenkung erzeugte symmetrische Bruchgebirge.

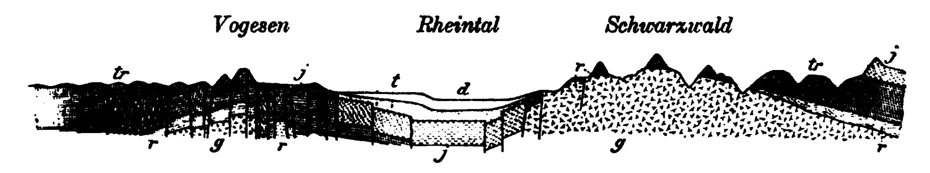


Fig. 27. Schematisches Profil durch das mittlere Rheintal. Nach *E. Schumacher*. Vogesen und Schwarzwald sind Bruchgebirge. Das Rheintal ist eine durch staffelförmigen Einbruch erzeugte Grabenversenkung.
g Granit, Gneiß u.s.w., *r* Rotliegendes, *tr* Trias, *j* Jura, *t* marines Tertiär, *d* Diluvium und Alluvium.

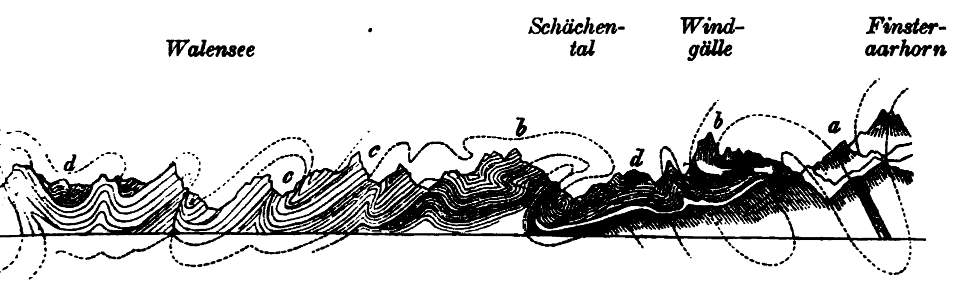


Fig. 28. **Faltengebirge.** Profil durch den Nordabfall der Zentralalpen. Nach *Heim*.
a Gneiß, krystallinische Schiefer u. s. w., *b* Jura, *c* Kreide, *d* Eocän.



Fig. 29. **Faltengebirge.** Profil durch den westlichen Jura. Nach *Choffat* und *Heim*.
a Trias, *b* Jura, *c* Kreide.

Überschuß ergeben würde. Diese Verkleinerung der Erde läßt sich nur durch Abkühlung und Kontraktion ihres Inneren erklären. Wie die Haut eines austrocknenden Apfels allmählich für denselben zu groß wird, sich runzelt und dem schwindenden Fleische nachsinkt, so mußte sich auch die

Erdrinde verhalten. Wird sie für ihren Kern zu groß, so strebt sie, ihm infolge ihrer Schwere nachzusinken. Da sie sich aber wie ein geschlossenes Gewölbe verhält, so wird sich das senkrecht nach unten wirkende Gewicht in einen horizontalen Seitendruck umsetzen, und infolge dessen irgendwo ein oberflächliches Ausweichen in Form einer Falte eintreten. Sie ist die schwache Stelle geworden, an welcher die ganze Last der betreffenden Zone der Rindenscholle sich nun als Zusammenschub äußert. Es türmt sich nach außen eine zweite, dann eine dritte Falte auf, denen später noch andere folgen. Die so entstehenden Falten können geradlinig oder bogenförmig verlaufen und sich auch bei gleichem Maße des Zusammenschubes bald dicht gedrängt scharen (Westalpen) bald weiter aus einander treten, bald sich fächerförmig zerstreuen (Ostalpen).

Da der Horizontaldruck sich in einem großen Teile der Kontinentalscholle gleichförmig verbreiten muß, so kann er gleichzeitig an verschiedenen, von einander entfernten, besonders schwachen, deshalb zum Ausweichen geeigneten Stellen der letzteren Faltungen erzeugen, welche senkrecht zu dem stattfindenden Schub aufgeworfen werden und deshalb oft einander parallel verlaufen.

Auch die sog. Zentralmassive (Kernzonen), welchen ältere Forscher geneigt waren, eine aktive Rolle bei Entstehung der Alpen und anderer Hochgebirge zuzuschreiben, sind nichts als Systeme von durch die sie ursprünglich überlagernden Schichten hindurch, empor und dicht an einander gepreßten Falten der krystallinischen Schiefer. Kettengebirge mit solchen Zentralmassiven sind intensiver gefältelte Stellen, solche ohne Zentralmassive weniger gefaltete Stücke der Erdrinde. Zugleich ist dort die Verwitterung und Denudation bereits so weit fortgeschritten, daß sie diese besonders hoch aufgestauten Faltengruppen bis auf die krystallinischen Schiefer und die sie durchsetzenden ältesten Eruptivgesteine bloßgelegt hat.

§ 4. **Asymmetrischer Bau von Faltengebirgen.** Eine auffällige Eigenschaft vieler Faltengebirge ist ihr einseitiger, asymmetrischer (heteromorpher) Bau, d. h. die Verschiedenheit in der Tektonik, die geologische Ungleichwertigkeit ihrer beiden Flanken. Und zwar besteht dann die eine oft konvex verlaufende äußere Zone, die der Faltung und Stauung, aus mehr oder weniger steilen bis überkippten, ja übergeschobenen, sich dann nach außen verflachenden Falten, während auf der anderen, inneren, oft konkaven Seite (der Absenkungs- oder Bruchzone) Senkungen, Einbrüche und Spaltenbildungen stattgefunden zu haben pflegen, auf welchen letzteren sich vulkanische Erscheinungen (Eruptionen von glutflüssigem Gesteinsmagma, heiße Quellen, Erdbeben) geltend gemacht haben und zum Teil noch betätigen. In anderen Fällen beschränkt sich die Asymmetrie darauf, daß sich ein allmählich flacher werdendes Faltensystem nur an eine Seite der intensivst gefalteten Zone anschließt, sowie darauf, daß

dessen Einzelfalten nach dieser Richtung überhängen. Derartige Einseitigkeiten bekunden sich z. B. im Bau der Westalpen und des Jura, bei beiden liegt der Steilabfall auf der Südseite, die nördlichen Falten hingegen werden stufenweise nach außen niedriger und hängen zum größeren Teile nach Norden über; an den südlichen Absturz der Alpen schließt sich das Senkungsfeld der lombardischen Ebene. Der Apennin wendet seine gefaltete Flanke der Adria, seinen Bruchrand dem Ligurischen und Tyrrhenischen Meere zu, — auf den inneren Bruchrändern der nach außen in immer flachere Falten auslaufenden Karpathen sind die vulkanischen Massen des Eperies-Tokayer Trachytgebirges hervorgedrungen. Der südliche Abbruch des

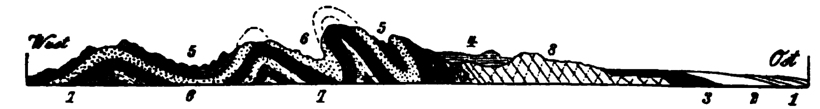


Fig. 30. Profil durch die Alleghanies in Nordamerika.
1 und 2 Tertiär, 3 Kreide, 4 New Red Sandstone, 5 Steinkohlenformation, 6 Devon, 7 Silur, 8 Gneiß- und Glimmerschieferformation.

erzgebirgischen Faltensystems wird von dem Senkungsfelde und dem Vulkangebirge Nordböhmens begleitet. Auch der Ural, das Alleghanysystem und andere Faltengebirge zeigen Einseitigkeit in ihrem Bau (s. Fig. 29 und 30).

Dem gegenüber sind noch andere Faltengebirge, wie der Kaukasus, die Pyrenäen und die Ostalpen symmetrisch aufgebaut, so daß Asymmetrie nicht als unbedingte Folgeerscheinung der Gebirgsbildung durch Zusammenschub zu betrachten ist.

§ 5. **Ablenkung der Falten. Spaltenbildung. Erosion. Rumpfgebirge.** Dort, wo die fortschreitende Faltung der Schichten auf ältere Gebirgsmassen traf, wurden die sich aufwerfenden Falten an letzteren von ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt, indem sie dem sich entgegenstellenden Hindernisse auswichen, sich abbogen und um dasselbe herumzogen. So stauten sich die sonst nordöstlich streichenden Falten der Juraketten an den vorliegenden älteren Vogesen und dem Schwarzwalde, drängten sich an diesen enger zusammen und nahmen eine west-östliche Richtung an. Noch augenfälliger ist die Ablenkung der nördlichen Falten der Ostalpen und ihrer Fortsetzung, der Karpathen, an dem gegen sie von Norden vorspringenden böhmischen Urgebirgsmassiv.

Durch den Zusammenschub der Schichten zu Falten wird die Veranlassung zur Bildung von Spalten gegeben, welche an Stellen der größten Spannung aufreißen. Auf diesen Klüften, welche entweder parallel zur Richtung der Falten, also auch der Gebirge, oder aber quer durch diese verlaufen, oder endlich radiär dieselben durchstrahlen, pflegen sich Verschiebungen der durch sie getrennten Gebirgsteile zu vollziehen (einfache Verwerfungen, Staffelbrüche, Kesselbrüche, Überschiebungen,

siehe Tektonische Geologie), mit denen dann wieder Erdbeben in Verbindung stehen können. Viele dieser Spalten haben vulkanischen Massen zum Austritte gedient, andere sind später von Absätzen aus wässerigen Lösungen ausgefüllt worden und haben dadurch die Gestalt von Gesteins-, Mineral- und Erzgängen erhalten.

Der Faltenwurf, der aus der Runzelung der oberflächlichen Teile der Erdrinde hervorgeht, stellt jedoch bei weitem kein fertiges Gebirge, sondern vielmehr nur eine noch ungegliederte Masse dar, aus welcher die einzelnen Berge, Täler, Schluchten und Grate erst durch langandauernde Verwitterung, Erosion und Denudation, also durch die Tätigkeit des Wassers und der Atmosphärilien, herausmodelliert werden, wie dies in späteren Abschnitten gezeigt werden soll. Setzt sich diese Abtragung durch lange Perioden fort, so verfallen die Gebirge dem Schicksale der Vernichtung und Nivellierung. Sie werden zu flachwelligen Plateaus und Hügelländern, zu Rumpfgebirgen, welche nur noch durch ihre komplizierte innere Tektonik auf ihre einstige Natur als hohe Faltengebirge hinweisen (rheinisches Schiefergebirge, bayerisch-böhmisches Grenzgebirge, Bretagne). Nicht selten sind derartige Rumpfgebirge in viel späteren geologischen Zeiträumen von neuen tektonischen Störungen, nämlich von Spaltenbildungen und partiellen Absenkungen betroffen und orographisch umgestaltet worden. So besteht das erzgebirgische System aus drei sich nach Norden verflachenden, jetzt aber bereits fast vollkommen eingeebneten Falten mittelcarbonischen Alters. Sein südlichster Sattel, das eigentliche Erzgebirge, wird von einem ihm parallelen, aber viel jüngeren, nämlich tertiären Spaltenzug abgeschnitten, auf welchem sich das bis dorthin flach ansteigende Hochland steil zum nordböhmischen Senkungsfelde abstürzt.

Der Gegensatz zwischen Gebirgsland und Flachland offenbart sich nicht nur tektonisch und orographisch, sondern auch durch die Unterschiede in der Dichte, also der Schwere, in ihrem geologischen Untergrunde. So ergibt sich in den Gebirgen, z. B. den Alpen, dem Jura, dem Schwarzwald, den Karpathen, dem Kaukasus, dem Himalaya ein Zuwenig an Gewicht (also ein innerer Massendefekt), während die Flachländer einen durch größere Dichte erzeugten zu hohen Betrag der Schwerkraft erkennen lassen. Diese Ungleichmäßigkeit in der Gewichtsverteilung gelangt noch schärfer in dem Verhältnis zwischen Kontinentalmassen und ozeanischen Depressionen zum Ausdruck, indem die Dichte der ozeanischen Schollen eine größere ist, als diejenige der Festlandsblöcke. Den sichtbaren äußeren Massenanhäufungen entsprechen demnach Massendefekte, also geringere Dichtigkeiten des Gefüges in der Tiefe (v. Sterneck, Helmert, Faye u. a.).

§ 6. **Biegsamkeit der Gesteinsschichten.** Zur Erklärung der oft höchst komplizierten Windungen, Biegungen und Fältelungen, welche die festen, anscheinend spröden Gesteinsschichten infolge gebirgsbildenden Schubes

erlitten haben, nimmt Heim l. c. zweierlei Vorgänge an. 1. Bei der Umformung der Gesteine durch Bruch bewegt sich das sich zu Falten biegende Gestein nicht als mechanische Einheit, sondern es vollzieht sich eine oft bis ins kleinste gehende Zerteilung desselben durch Klüfte, Sprünge und Rutschflächen in Fragmente. Diese letzteren verschieben und verstellen sich, soweit als es die Ausgleichung der von den gebirgsfaltenden Kräften erzeugten Spannungen erfordert, und werden dann in gegenseitig veränderter Lage durch Sekretion wieder verkittet. Dieser Prozeß macht sich im kleinsten Maßstabe in der Mikrobreccien- oder Kataklasstruktur der zusammengepreßten Gesteine bemerklich, viel auffälliger aber in deren Durchtrümerung mit oft außerordentlich dichten Netzwerken von Kalkspat- oder Quarzadern, durch welche die Brüche wieder ausgeheilt worden sind. 2. Die Umformung ohne Bruch soll nach Heim darauf beruhen, daß sich die Moleküle der gewöhnlich starren Gesteine unter hochgradiger Belastung bleibend verschieben können, daß, mit anderen Worten, die Gesteine plastisch werden. Nun sind in einer gewissen, aber sehr beträchtlichen Tiefe unter der Erdoberfläche die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet. Dieser Druck pflanzt sich nach allen Richtungen fort; so daß ein allgemeiner, dem hydrostatischen Drucke entsprechender Gebirgsdruck allseitig auf die Gesteinsteilchen wirkt. Dadurch seien dort die sprödesten Gesteine in einen latent plastischen Zustand versetzt. Tritt eine Gleichgewichtsstörung durch den langsam wirkenden gebirgsbildenden Schub hinzu, so vollzieht sich eine plastische Umformung ohne Bruch. Eine gewisse Unterstützung finden diese Anschauungen u. a. durch die Experimente Spring's, welcher Feilspäne oder Pulver von Blei, Wismuth, Zinn, Zink, Aluminium, Kupfer, Antimon, Platin, Schwefel, Mangansuperoxyd durch einen Druck von 2000—6000 Atmosphären zu einheitlichen Blöcken, zum Teil mit krystallinem Bruche umgestaltete, während es ihm freilich selbst bei einem Drucke von 20 000 Atmosphären nicht gelang, Kreidepulver oder Quarzsand zu einer einheitlichen Masse zu vereinigen oder zur Umkrystallisierung zu bringen.

Nach der Ansicht anderer Forscher ließe sich jedoch die Schichtenbiegung im wesentlichen auf Umformung mit Bruch zurückführen, also durch kontinuierliche innere Zertrümmerung des Gesteines, Verschiebung der mikroskopischen Fragmente und Wiederverkittung derselben erklären.

§ 7. **Transversale Schieferung durch Gebirgsdruck*).** Die falsche oder transversale Schieferung (Clivage) besteht darin, daß die schieferige Struktur und damit verbundene Spaltbarkeit des Gesteines und zwar namentlich der paläozoischen Tonschiefer und Grauwackenschiefer nicht der Schichtung parallel läuft, sondern die Schichten unter einem

---

*) H. Loretz, Über Schieferung. Jahresber. d. Senckenbg. naturf. Ges. 1879/80. — Ders., Über Transversalschieferung. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1882. S. 258. — A. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. Bd. II. S. 51—72.

größeren oder kleineren Winkel durchschneidet (Fig. 31). Die falsche Schieferung ist zuweilen so vollkommen ausgebildet und mit einer so ausgezeichneten Spaltbarkeit verknüpft, daß die ursprüngliche Schichtung durchaus verwischt und es nur dann möglich wird, letztere als solche zu erkennen und von ersterer zu unterscheiden, wenn ein stets der Schichtung entsprechender Wechsel von verschiedenartigem Gesteinsmateriale oder verschiedener Farbe die nötigen Anhaltspunkte gibt. Die falsche Schieferung

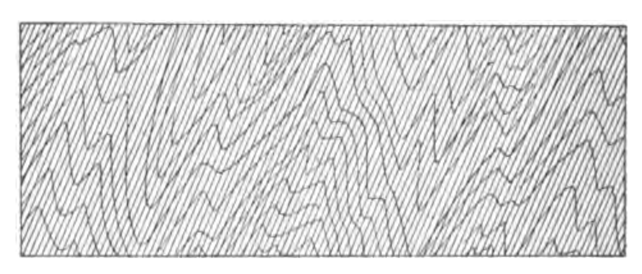


Fig. 31. Falsche oder transversale Schieferung.

läßt sich nicht selten in erstaunlicher Beständigkeit und Regelmäßigkeit durch ganze Schichtensysteme und ausgedehnte Gebirgsketten verfolgen, ohne in ihrer Richtung irgendwie von der Neigung der Schichten beeinflußt zu werden. Mögen auch letztere zu den kompliziertesten Sätteln und Mulden zusammengefaltet sein, die Richtung und Neigung, unter welcher die falsche Schieferung die Gesteinsreihe durchsetzt, bleibt dieselbe. Nur ein Zusammenhang existiert zwischen ihr und der Schichtenlage und besteht darin, daß die falsche Schieferung an derartige Faltungen und Stauchungen gebunden ist, und mit beiden stets ungefähr dieselbe Streichungsrichtung behauptet, woraus sich ergibt, daß die Ursache der Schichtenfaltung und der falschen Schieferung identisch ist. Und zwar ist sie das Resultat einer durch den faltenwerfenden und gebirgsbildenden seitlichen Druck verursachten Richtungsveränderung der kleinsten Teilchen, infolge deren sich letztere rechtwinkelig auf die Richtung des Druckes stellten. Das Experiment bestätigt diese Annahme. Man knetete Schüppchen von Eisenglimmer in plastischen Ton, so daß sie in demselben regellos verteilt waren, und unterwarf diese Tonmasse einem starken einseitigen Drucke. Dieser hatte zur Folge, daß alle Glimmerlamellen sich parallel und zwar rechtwinkelig auf die Druckrichtung anordneten. Auch reiner Ziegelton, Stearin und Wachs nahmen bei starker Pressung feinschieferige Struktur an. Die blau und weiße Bänderung des Gletschereises, bedingt durch abwechselnd luftfreie und an Luftbläschen reiche Eislagen, welche nicht selten die Schichtungslinien der Gletscher rechtwinkelig durchschneiden, ist eine ganz ähnliche, durch Gletscherpressung hervorgerufene Erscheinung. In Folge der gleichzeitigen Erhaltung der ursprünglichen Schichtung und Schieferung,

welche von der transversalen durchschnitten wird, kann eine Griffelung der Schiefermasse erzeugt werden, so z. B. bei den untersilurischen Griffelschiefern Thüringens. Mit der Biegung, Zerklüftung und Schieferung der vom Gebirgsdruck betroffenen Schichten stehen Zerreißungen und entstellende Verzerrungen (Streckung) der in ihnen eingeschlossenen Petrefakten und Gerölle in Zusammenhang.

§ 8. **Dynamometamorphose** (Druckmetamorphose). Die häufig gemachte Beobachtung, daß die Krystallinität gewisser Schichtenkomplexe in gleichem Schritte mit dem Grade der Störung ihrer ursprünglichen Lagerungsverhältnisse wächst, weist darauf hin, daß die gebirgsbildende Kraft die Ursache metamorphischer Vorgänge sein kann, — d. h. daß ganze Komplexe nicht krystalliner Sedimentgesteine infolge seitlichen Druckes, welchem sie bei der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, eine mehr oder weniger krystallinische Beschaffenheit annehmen können. Dies bestätigt sich durch die Seite 71 angeführten Experimente Spring's, welcher nicht nur Pulver von Metallen und Oxyden unter hohem Drucke in einheitliche, zum Teil krystalline Massen umwandelte, sondern auch auf dem nämlichen Wege z. B. aus einem Gemenge von Kupfer-Feilspänen und grobem Schwefelpulver schwarzen, krystallinischen Kupferglanz produzierte und dadurch experimentell bewies, welche Bedeutung auch dem gebirgsbildenden Drucke auf chemische Prozesse innerhalb der zusammengepreßten, in Faltung begriffenen Gesteine zukommt. Man hat die auf solche Weise erzeugten Gesteinsumwandlungen als Druck-, Stauungs- oder Dynamometamorphose bezeichnet.

Hierher gehört beispielsweise die Umwandlung des gemeinen alpinen Jurakalkes in Marmor an Stellen stärkster Biegung und Ausquetschung (Tödi nach Heim, Finsteraarhorn, Jungfrau nach Baltzer), sowie diejenige jurassischer Ton-, und Mergelschiefer in glimmer- und chlorit-, z. T. auch granat-, cyanit- und staurolithführende Phyllite innerhalb stark zusammengeschobener Mulden der Zentralalpen. Nach Foullon und Vacek ist das Obersilur der Radstädter Tauern in lokal noch organische Reste enthaltende phyllitische Muscovitschiefer mit Einlagerungen von Amphibolschiefern, Gneißen und Chloritoidschiefern, — nach Stur, Toula, Foullon und Hoernes das Subkarbon der obersteirischen Alpen in Chloritoidschiefer, Tonglimmerschiefer, Phyllitgneiße und Graphit umgewandelt, letzterer noch mit Erhaltung der charakteristischen Culmpflanzen. Nach Rothpletz und Heim sind die Steinkohlen des Carbons am Tödi und in den Walliser Alpen in Anthracit, stellenweise sogar in Graphit, eocäne Braunkohlen der Diablerets durch intensiven Gebirgsdruck in Anthracit metamorphosiert worden. Auch der Marmor von Carrara ist nach Lotti u. a. durch Dynamometamorphose aus obertriadischem Kalkstein hervorgegangen. Auf demselben Wege sind nach Lepsius die cretacëischen Schiefertone, Mergel und grauen, dichten

Kalksteine Attikas in zum Teil glaukophan- und turmalinführende Chlorit-Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und grobkörnigen weißen Marmor metamorphosiert worden. Nach Liebe sind Devon- und Culmschiefer Ostthüringens durch Druckwirkung lokal in phyllitartige oder sericitische Schiefer verändert. Im Harz und Taunus wies Lossen die umgestaltende Einwirkung des Stauungsmetamorphismus auf paläozoische Schichtgesteine und die ihnen eingeschalteten Tuff- und Eruptivlager nach (Umwandlung von normalen Tonschiefern in phyllitische, sericitreiche Gesteine, von Diabasen in flaserige bis schieferige, z. T. uralitische Gebilde, von granitischen und porphyrischen Einlagerungen in Sericitgneiße). Reusch beschrieb von der Halbinsel Bergen in Norwegen mächtige Komplexe von Ton- und Kalkglimmerschiefern, Muscovit-, Hornblende- und Chloritschiefern mit Einlagerungen von Gabbro, Gneiß, Granuliten und Konglomeraten, welche z. T. direkt im Glimmerschiefer organische Reste des Obersilurs enthalten, als eine dynamometamorphische Fazies des letzteren u. s. w.

Druckmetamorphose von Eruptivgesteinen. Wie Schichtgesteine, so können auch Eruptivgesteine der Druckmetamorphose verfallen und dann statt ihrer ursprünglich massigen Beschaffenheit flaserige bis schieferige Struktur und dadurch einen äußerlich gewissen Gneißen und krystallinen Schiefern ähnlichen Habitus erlangen. Diese Umgestaltung beruht auf der Zertrümmerung der Gesteinsgemengteile durch Spaltrisse und auf der gegenseitigen Verschiebung (Streckung) der Zertrümmerungsprodukte, einem Vorgange, welcher in der mikroskopischen Kataklas- oder Mikrobreccienstruktur der auf solche Weise metamorphosierten Gesteine seinen Ausdruck findet. So erweisen sich z. B. bei dynamisch deformierten Graniten die Glimmerlamellen gestaucht, geknickt, gebogen und zerfetzt, gleichzeitig sind die Quarze und Feldspate peripherisch, in einem späteren Stadium durch und durch zu minimalsten, verschieden gestellten eckigen Körnern und Splittern zerdrückt, was sich besonders an den Plagioklasen durch Verwerfungen und Verschiebungen der Zwillingsstreifung der erzeugten Fragmente kundgibt. Mit diesem mechanischen Prozesse der Zermalmung des krystallinen Mineralaggregates zu einem mörtelartigen Mosaik geht die Neubildung von Quarz, Sericit, Muscovit oder Chlorit Hand in Hand. Gleichzeitig wird durch Streckung oder durch den lagenweisen Wechsel stärker oder weniger zerquetschter Partien eine Flaser- oder Augenstruktur erzeugt, welche durch die Parallelstellung der neugebildeten Glimmermineralien noch verstärkt und schließlich zu einer vollkommen schieferigen Struktur werden kann. So ist z. B. der Lausitzer Granit innerhalb gewisser Druckzonen in flaserige, augengneißartige, ja phyllitähnliche Komplexe, diese durchweg mit der charakteristischen Kataklasstruktur, deformiert worden; ebenso der elbtalgebirgische Granit von Gottleuba und Maxen. Auch die Protogingneiße ergaben sich als Alpengranite, welche durch Gebirgsdruck eine Art

Schieferung angenommen haben, wobei zugleich der Biotit in feinschuppigen Chlorit oder Sericit umgewandelt wurde. Ähnlich deformierte Quarzporphyre sind die Porphyroide und schieferigen Porphyre Thüringens, Belgiens und z. T. Westfalens, sowie an der Windgälle und am Montblanc (z. T. mit »geschwänzten«, d. h. keulen-, birn- oder schmitzförmig in die Länge gezogenen Quarzeinsprenglingen, meist sericitreich). Die Dynamometamorphose von Augitgesteinen vollzieht sich zunächst durch Zertrümmerung und z. T. auch Entkalkung der Plagioklase, aus welchen dann mosaikartige Albitaggregate sowie Epidot hervorgehen können, namentlich aber durch Umsetzung der pyroxenischen Gemengteile in uralitischen oder aktinolithischen, grünen oder braunen Amphibol, dessen Individuen sich filzig, flaserig, strähnig oder gestreckt anordnen und so zugleich eine mehr oder minder scharf ausgeprägte Flaserung und Schieferung des metamorphischen Hornblendegesteines erzeugen können. So werden Gabbro und Diabas in Flasergabbro, Uralitdiabas, Flaserdiabas, chloritische Amphibolschiefer und Amphibolschiefer umgewandelt. Auf solche Weise, also durch Gebirgsdruck, Zermalmung, Verschiebung, Mineralneubildung, Streckung, Flaserung und Schieferung erleiden die betroffenen Eruptivgesteine eine vollkommene Änderung ihrer Struktur, ihres Mineralbestandes und ihrer charakteristischen Erscheinungsform.

6. Erdbeben.

(Seismische Erscheinungen.)

Literatur.

R. Hoernes, Erdbebenkunde. Leipzig 1893. Mit bis dahin vollständiger Literaturangabe.

§ 1. **Begriff derselben.** Der Mensch ist gewöhnt, die Erdkruste als etwas starres, unbewegliches zu betrachten, und nennt den Boden, auf dem er wandelt, Erdfeste. Allein fast von Tag zu Tag wiederholen sich Erscheinungen, welche, obwohl sich nur selten zu entsetzlicher Furchtbarkeit steigernd, den Irrtum, der in jener Bezeichnung liegt, vor ihm aufdecken sollten. Es sind dies die Erderschütterungen. Nicht als ob sie ausnahmsweise Paroxysmen wären, es sind vielmehr Erscheinungen, welche sich zweifelsohne fortwährend an irgend einem Punkte der Erde, bald hier, bald dort geltend machen, fast täglich beobachtet werden und auch Deutschland nicht fremd sind. Glücklicherweise nur selten steigern sie sich zum höchsten Grade ihrer Intensität, zu den furchtbarsten der irdischen Schrecknisse, den Erdbeben.

Erdbeben sind Erschütterungen des Erdbodens, welche durch einen oder mehrere unterirdische Stösse verursacht werden.

§ 2. **Art und Weise der Bewegung des Bodens.** Die Bewegung, welche, durch einen unterirdischen Stoß erzeugt, von den Gesteinen fort-

gepflanzt und der Erdoberfläche mitgeteilt wird, äußert sich an letzterer sowohl in sehr verschiedener Stärke, wie auf sehr verschiedene Art und Weise. Zwischen schwächstem Erzittern und heftigster Bewegung kommen alle Grade der Bodenerschütterung vor. Die häufigsten und ungefährlichsten der hierher gehörigen Erscheinungen sind die leichten Erzitterungen des Erdbodens (Tremors, Tremblores), wie sie sich zum großen Teile kaum der direkten Wahrnehmung fühlbar machen, aber erst bei den heftigeren Erdbeben tritt die Art der Bewegung der einzelnen Teile der Erdoberfläche schärfer hervor. Stossförmige oder succussorische Erdbeben machen sich in senkrecht oder steil von unten nach oben gerichteten Stößen fühlbar. Sie äußern sich als solche an der über dem unterirdischen Erregungsorte der Erschütterungen gelegenen Stelle und pflanzen sich meist von hier aus nach außen als undulatorische Beben fort. Solche Vertikalstöße wirken außerordentlich zerstörend, schleudern Häuser aus ihren Fundamenten empor und machen Felsblöcke auf- und niederspringen. So wurden 1783 in Calabrien die Gipfel der Granitberge, sowie Häuser und Menschen in die Höhe geschnellt, die Steine des Straßenpflasters flogen wie Geschosse in die Luft. In Riobamba wurden 1797 die Leichen aus den Gräbern geschleudert; die Menschen, zu Hunderten in die Höhe geworfen, fielen tot auf einem Hügel jenseits des Flusses nieder. In Chile wurde ein tief eingerammter Fahnenmastbaum herausgeworfen. Rings um derartige Stoßgebiete breitet sich die Bewegung wellenförmig (undulatorisch) nach allen Seiten aus, wobei die Erdbebenwellen immer länger und flacher werden. Im inneren Schüttergebiete aber kann die Wellenbewegung so intensiv sein, daß sie dem Auge wahrnehmbar wird und dieselbe Empfindung wie die unruhige See hervorruft. So neigten sich beim calabrischen Erdbeben 1783 die Bäume so stark, daß die Äste am Boden anschlugen und zerbrachen. An langen Baumreihen konnte man von weitem das Fortschreiten der Welle sehen. In Missouri schwankten 1811 die Wälder wie Kornfelder im Sturmwinde. Bei Battang in China schwankte 1870 der Boden erst wie ein ruhiges, dann wie ein vom Sturme gepeitschtes Meer. Am 26. März 1812 glich der Boden von Caracas einer heftig siedenden Flüssigkeit. Rotatorische Bewegungen (Drehbewegungen) im Gefolge von Erdbeben machen sich dort bemerklich, wo Gegenstände, die nicht in ihrer Schwerpunktsachse fixiert sind oder bei denen die Stelle der größten Reibung auf ihrer Unterlage nicht in ihrer Schwerlinie liegt, von einem Erdbebenstoße betroffen werden, indem sie sich dann um diesen ihren Fixierungspunkt drehend bewegen.

§ 3. **Wirkung der Erdbeben.** Heftige Erdbeben gehören zu den zerstörendsten Naturereignissen*). Wenige Stöße oder Wellen genügen, um Tausende von Gebäuden in Trümmerhaufen zu verwandeln und Tausende

*) Vergl. W. Branco, Wirkungen und Ursachen der Erdbeben. Berlin 1902.

von Menschen zu vernichten. Die Zerstörung von Mendoza durch das Erdbeben von 1861, eines der furchtbarsten der Neuzeit, war innerhalb einer einzigen Minute vollendet, — am 26. März 1812 kamen durch das Erdbeben von Caracas in wenig Minuten mehr als 20 000 Menschen um, — ein einziger, der erste Stoß des calabrischen Erdbebens (1783) verwandelte den größten Teil der Häuser aller Städte und Dörfer seines Erschütterungskreises in Schutthaufen und tötete, ebenso wie die 3 Stöße des Bebens von Lissabon i. J. 1755 mehr als 30 000 Menschen. Das Erdbeben von Chios am 3. April 1880 brachte von 17 000 Häusern der Insel 14 000 zum Einsturz und 3540 Menschen den Tod. Am 28. Juli 1883 fielen auf Ischia einem plötzlichen vertikalen Erdstoße gegen 2400 Menschen zum Opfer, 2278 Häuser stürzten ein. Sehr verderblich äußern sich auch die Wirkungen der Erdbeben dadurch, daß sich Erd- und Felsmassen von den Bergen loslösen, in die Täler stürzen, hier Ortschaften zerstören und Flüsse in ihrem Laufe hemmen und zu Überschwemmungen zwingen können, wie bei dem gewaltigen Bergsturze am Dobratsch in Kärnthen 1348 und bei den ausgedehnten Rutschungen infolge des großen ostindischen Bebens am 12. Juni 1897. Ebenso stürzten z. B. bei dem phokischen Erdbeben 1870 enorme Gesteinsmassen aus dem Parnaß-, Korax- und Kirphisgebirge herab; Felsprismen von 100 bis 140 m Länge und 20 bis 25 m Dicke brachen aus der Wand der Phädriaden oberhalb Delphi in die Tiefe.

Spaltenbildungen sind häufige Folgen der Erdbeben. Die Spalten, von schmalen Rissen bis zu klaffenden, viele Kilometer langen Klüften und



Fig. 82. Radiärspalten, aufgerissen durch das calabrische Erdbeben i. J. 1783.

breiten Schlünden, haben meist einen geradlinigen, bisweilen einen zickzackförmigen, selten einen krummlinigen Verlauf, entstehen oft in sehr großer Anzahl, schließen sich jedoch zum Teil direkt wieder, indem sie alles, was

sie in ihrem Schlunde verschlungen, zerquetschen. Die geöffnet bleibenden Spalten zeigen häufig einen auffallenden Parallelismus, in anderen Fällen laufen sie strahlenförmig von einem gemeinsamen Mittelpunkte aus (Fig. 32), in noch anderen trat zugleich eine Verwerfung der Gesteinslagen ein, so daß die eine Seite der Spalte gehoben, meist aber gesenkt wurde. So zerbarst bei dem Erdbeben von Calabrien ein dickmaueriger Turm durch eine vertikale Spalte in zwei Hälften, von welchen die eine an der anderen um 5 m verschoben wurde. In anderen Fällen bekunden sich Spaltenbildungen und mit ihnen verknüpfte Verwerfungen und horizontale Bodenverschiebungen als die Verursacher von Erdbeben. So stand das große mitteljapanische Erdbeben vom 20. Oktober 1891 *) mit der Bildung einer über 65 km langen nordwestlichen Verwerfungsspalte in ursächlichem Zusammenhang, deren nordöstlicher Flügel meist und zwar bis zum Betrage von 6 m abgesunken, an einer Stelle aber gehoben worden ist. In beiden Fällen überragt der eine Spaltenrand wie die Böschung eines Eisenbahndammes das vorliegende Gelände. Gleichzeitig hat eine Verschiebung von 1—4 m in horizontaler Richtung stattgefunden, so daß Wege, Gräben und Baumreihen um diesen Betrag gegen einander verschoben worden sind (siehe Fig. 33). Ähnliche Spaltenbildungen wiederholten sich bei dem japanischen Beben vom 31. August 1896 **). Auch bei den Erdbeben in Lokris im April 1894 entstand außer zahllosen Rissen, sowie vielen bis mehrere Kilometer langen Spalten eine große Spalte von 55—60 km Erstreckung parallel der Euböischen Küste. Der eine Flügel derselben erfuhr außer einem Absinken von 0,3—2,0 m ebenfalls eine kleine seitliche Verschiebung ***).

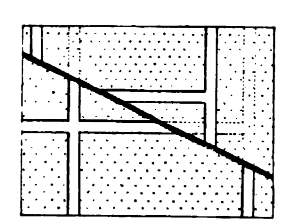


Fig. 33. Die mitteljapanische Erdbebenspalte bei Katabira (1891). Nach *Koto*. Felder mit sich rechtwinkelig kreuzenden Wegen werden von der Erdbebenspalte durchsetzt. Absinken des nordöstlichen Flügels verknüpft mit einer Horizontalverschiebung.

Zuweilen verursachen derartige Spalten das Abgleiten von alluvialen Ablagerungen auf den Böschungen des Grundgebirges, wie z. B. bei dem calabrischen Erdbeben 1783, wo ausgedehnte Flächen mit ihren Obst- und Getreidekulturen 1—2 km weit abrutschten. Bei dem phokischen Erdbeben 1861 trennte sich die flache Küstenebene von Achaja auf einer 13 km langen, klaffenden Spalte vom Hinterlande ab und bewegte sich gegen das Meer, unter welchem ihr Ufersaum bis zu 200 m Breite verschwand. In

*) B. Koto, On the Cause of the Great Earthquake in Central Japan 1891. Tokyo 1893.

**) N. Yamasaki, Peterm. geograph. Mitteil. 1900. Hft. XI. S. 1.

***) Th. G. Skuphos, Erdbeben in Lokris im April 1894. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1894. S. 409. — S. A. Papavasiliou, Dislokationsbeben von Lokris. Athen 1895; Comptes rendus. Paris. CXIX. 1 und 6.

großartigstem Maßstabe wiederholten sich Spaltenbildungen, Verwerfungen und ausgedehnte Abgleitungen von mit Wald bedeckten Bodenflächen bei dem ostindischen Erdbeben am 12. Juni 1897.

Mit dem Aufreißen von Spalten stehen zuweilen gewaltsame Ausbrüche von Wasser und Schlamm in Verbindung, was darin begründet ist, daß unterirdische wasserreiche Schichten und Wasseransammlungen durch die Bewegungen der Erdkruste eine starke Kompression und Spannung erleiden, infolge deren sie beim Bersten der darüber befindlichen Erdschicht mit Gewalt zu Tage dringen, hoch emporspritzen und flache, kraterartige Schlammkegel hervorbringen können, so 1783 in Calabrien, 1861 am Golf von Ägina, 1880 bei Agram, 1896 in Japan, 1897 in Ostindien u. s. w.

Die Erdbeben werden meist von donnerndem, krachendem oder rasselndem unterirdischem Geräusch begleitet.

§ 4. **Fortpflanzungsweise (Propagationsform) der Erdbeben.** Die Erschütterung des Bodens geht entweder von einem einzelnen unterirdischen Erregungspunkte aus, oder aber von einer in der Tiefe liegenden Erregungslinie. In ersterem Falle nennt man die Erdbeben zentrale, in letzterem lineare. Bei zentralen Erdbeben breiten sich deren Wellen allseitig in radialen Richtungen, also nach Art durch einen ins Wasser geworfenen Stein entstandener Wellen in sich erweiternden konzentrischen Kreisen aus, in welchen die Intensität der Bewegung mit der Entfernung vom Mittelpunkte abnimmt. Es wird sonach der erschütterte Landstrich innerhalb annähernd kreisförmiger Konturen fallen und deshalb als Erschütterungskreis bezeichnet. Bei sich öfters wiederholenden Stößen verändert das Erschütterungszentrum nicht selten seine ursprüngliche Stellung und rückt in einer bestimmten Richtung fort. Derartige zentrale Erdbeben waren die von Lissabon im Jahre 1755, von Calabrien 1783, in den Rheinlanden 1828 und 1846, das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 u. a. Die linearen (axialen) Erdbeben pflanzen sich von ihrer Erregungslinie aus auf der Erdoberfläche in Gestalt von stark in die Länge gezogenen, elliptischen Wellen fort, wodurch ihr Gebiet zu einer langgestreckten Erschütterungszone wird. Relaisbeben kommen dadurch zu Stande, daß die Wellen eines Erdbebens tektonische Spannungen innerhalb eines Nachbargebietes auslösen und dadurch ein sekundäres Beben mit selbständigem Ursprungsorte verursachen.

Zur Feststellung des Eintrittes von Erdbeben dienen als Seismometer bezeichnete Instrumente, zur graphischen Darstellung der seismischen Bewegung eines Ortes sowie der Eintrittszeit und der Dauer der Beben und ihrer einzelnen Phasen die selbstregistrierenden Seismometer.*)

---

*) R. Ehlert, Zusammenstellung der wichtigsten Seismometer u. s. w. Beitr. z. Geophys. III. 1897. S. 350—475.

J. Schmidt, Hopkins, Mallet, v. Seebach, v. Lasaulx, Höfer u. a. haben schon vor längerer Zeit die auf eine Anzahl von Erdbeben bezüglichen Elemente durch Rechnung klar zu legen versucht. Mallet ging bei seiner Bearbeitung des neapolitanischen Erdbebens von 1857 von der Beobachtung der Lage und Richtung der Risse und Spalten in Mauern, sowie umgestoßener und herabgeworfener Gegenstände aus und berechnete danach die Winkel, in welchen der die Erdoberfläche erreichende Erdbebenstoß jene Punkte getroffen haben mußte (die Emersionswinkel), und aus diesen den Erdbebenursprungsort (das Zentrum), und den Oberflächenmittelpunkt des Erdbebenkreises (das Epizentrum). K. v. Seebach versuchte, die Tiefe des Zentrums, Lage des Epizentrums, Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Zeit des ersten Anstoßes eines Erdbebens aus der Zeit, zu welcher die Erdbebenbewegung an möglichst zahlreichen Orten beobachtet wurde, abzuleiten. Aus der Verbindung aller zu gleicher Zeit von der sich ausbreitenden Erdbebenwelle betroffenen Punkte resultieren ungefähr konzentrische kreisförmige oder elliptische Ringe, die Homoseisten; aus ihren Zeitdifferenzen ergeben sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit und die Entstehungszeit, aus ihrem gemeinsamen Mittelpunkt das Epizentrum des Erdbebens, unter welchem das Zentrum zu suchen ist. Auch die Tiefenlage des letzteren hat man mit Hilfe obiger Beobachtungen feststellen zu können geglaubt. Danach wäre der Ausgangspunkt der Erdbeben, also deren Zentrum, in verhältnismässig unbedeutender Tiefe, keinesfalls auf der Grenze zwischen glutflüssigem Erdinnern und der Erdkruste zu suchen. So läge nach Mallet der Ursprungsort des neapolitanischen Erdbebens von 1857 in einer Tiefe von etwa 9000 m, nach von Seebach derjenige des mitteldeutschen Erdbebens von 1872 18000 m unter der Erdoberfläche, nach Höfer derjenige des Erdbebens von Belluno (1872) in etwas über 8000 m Tiefe, und endlich nach v. Lasaulx derjenige des Erdbebens von Herzogenrath i. J. 1877 in etwa 27000 m Tiefe. Derartige Berechnungen der geringen Tiefenlage des Zentrums haben jedoch begründeten Widerspruch erfahren (A. Schmidt). Jedenfalls aber dürfte wenigstens der Ausgangsort sich weit in die Ferne verbreitender Beben in viel größerer, jetzt noch unberechenbarer Tiefe liegen.

§ 5. **Abhängigkeit der Erdbebenwirkung vom geologischen Untergrunde.** Die größere oder geringere Fähigkeit des Bodens, die lokalen Erschütterungen weiter fortzupflanzen, beruht sowohl auf der petrographischen Beschaffenheit desselben, wie auf seinem geologischen Bau. Es ist offenbar, daß in der Intensität und der Ausbreitung der Erdbeben auffällige Unterschiede hervortreten müssen, je nachdem der Untergrund aus lockeren oder festen, massigen oder geschichteten, vielfach zerstückelten und verworfenen oder stetig ausgedehnten Gesteinsmassen besteht. In Gebieten von zusammenhängenden, festen Gesteinsmassen werden sich die

Erschütterungen des Bodens gleichförmig und weithin fortpflanzen, während sie sich da, wo der Boden oberflächlich aus losem Sande und Gerölle oder aus zerklüfteten Gesteinen besteht, in ungleichmäßiger, verworrener und des losen Zusammenhanges und der größeren Beweglichkeit aller Teile wegen in furchtbarer Weise kundgeben. Besonders zeigt sich dies an solchen Stellen, wo dünne Decken von lockeren Gesteinen auf einem festen Felsgrunde auflagern. Selbst bei geringen Erzitterungen des letzteren geraten die losen Massen oberhalb desselben in eine förmlich springende Bewegung, deren Lebhaftigkeit mit der Lockerheit des Zusammenhanges wächst. Die Wirkung der Erdbeben ist deshalb dort am zerstörendsten, wo lose Schuttgesteine auf solidem, massigem Fels lagern, da aber, wo letzterer zu Tage tritt, ungleich geringer (Erdbebeninseln). Auch die Ausdehnung und somit die Konturen des Erschütterungsareals der Erdbeben sind vom geologischen Bau des Untergrundes abhängig. So müssen vorzugsweise Spalten im Gebirgsgrunde die Fortpflanzung der Bodenerschütterung schwächen oder vollständig hemmen. Dahingegen werden sich Erdstöße in massigen Gesteinen am regelmäßigsten nach allen Seiten, in geschichteten Komplexen am weitesten in der Richtung der Schichtung fortpflanzen.

§ 6. **Fortpflanzungsgeschwindigkeit, Dauer, Häufigkeit und Ausdehnung der Erdbeben.** Die mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbeben wird nach der Zeitdauer geschätzt, welche zwischen dem Eintritte der Bewegung an zwei entfernten Punkten verfloß. So belief sich diejenige des rheinischen Erdbebens von 1846 auf 560 m, des calabrischen von 1857 auf 260 m, des mitteldeutschen Erdbebens 1872 auf 742 m, des rheinisch-schwäbischen von 1880 auf 550 m, des Erdbebens von Herzogenrath von 1877 auf 475 m, — dahingegen diejenige des andalusischen Erdbebens von 1884 auf 1500—2000 m und des von Charleston i. J. 1886 auf 5150 m in der Sekunde. Nach späteren Beobachtungen mit selbstregistrierenden Seismometern ergaben sich für das Erdbeben von Tokio am 18. April 1889 bis Berlin 2300 m, für das von Patras am 25. August 1889 bis Berlin 3000 m, für die 3 Wellen des japanischen Riku-U-Bebens am 31. August 1896 bis Straßburg und Rom 13300, 6700 und 3050 m Fortpflanzungsgeschwindigkeit in der Sekunde.

Die Dauer der Erdbeben hängt von der Häufigkeit der rasch auf einander folgenden Stöße ab, von denen jeder einzelne nur eine einzige oder ganz wenige Sekunden in Anspruch nimmt. Die verheerendsten Erdbeben waren das Werk eines Augenblickes. Caracas ward 1812 innerhalb 20 Sekunden, Oppido und Umgebung 1783 in 2 Minuten, Lissabon binnen 5 Minuten von Grund aus zerstört; am 16. August 1868 kamen in Ecuador durch ein Erdbeben innerhalb 15 Minuten 70000 Menschen um. Casamicciola auf Ischia wurde 1883 durch einen einzigen von unten nach oben gerichteten Stoß vernichtet. Bei anderen Erdbeben können sich Hunderte von

Stößen in kurzen Zwischenräumen wiederholen (Erdbebenschwärme). Bei dem Erdbeben von Honduras 1856 zählte man in einer Woche 108, bei dem von Lima im Jahre 1746 innerhalb 5 Monaten 451 Stöße; auf Hawaii hielt 1868 ein Erdbeben mehrere Monate an, in deren einem (März) man allein 2000 Stöße zählte; — das am 31. Juli 1870 beginnende phokische Erdbeben dauerte $3^1/_2$ Jahre, während deren sich nach J. Schmidt's Schätzung etwa 700000 Erbebungen, darunter über 300 bis 320 heftige, mit großen Zerstörungen verbundene und 50000 schwächere Erdstöße fühlbar machten. Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1872 war die heftigste Erschütterung einer etwa $2^1/_2$ Monate umfassenden Erdbebenperiode. Die vogtländischen Erdbebenschwärme im Oktober und November 1897, im Juli und August 1900, im Mai und Juni 1901 setzten sich aus Hunderten von freilich meist schwächeren Stößen zusammen. Überhaupt aber pflegen sich auf die eigentlichen, heftigen und verheerenden Paroxysmen in längeren oder kürzeren Pausen Nacherzitterungen einzustellen, welche sich oft Wochen, ja Monate lang wiederholen, allmählich immer schwächer werden und endlich ganz aufhören.

Die Häufigkeit der Erdbeben ist eine überraschend große. Der Erdbebenkatalog, welchen J. Schmidt im Jahre 1875 zusammenstellte, erstreckt sich über 22083 Erdbeben der nördlichen Halbkugel. Ferner besitzen wir durch Kluge allein aus den Jahren von 1850 bis 57 Nachricht über 4620 Erdbeben, von diesen kommen z. B. auf Italien und Sicilien 701, auf die pyrenäische Halbinsel 77, auf Frankreich 105, auf die Alpen 1086. Aus der Zeit vom Anfange des neunzehnten Jahrhunderts bis 1845 ist uns Kunde von 559 Erdbeben überliefert worden, welche sich im Rheinbecken äußerten. Am reichsten an Erdbeben ist jedoch die Westküste von Südamerika. Dort sind sie so häufig, daß man annehmen darf, daß sich jener Strich beständig an irgend einem Punkte in Bewegung befinde; wurde doch die Stadt Lima seit 1586 elfmal bis zu ihrer gänzlichen Zerstörung von Erdbeben heimgesucht. Gebiete großer Häufigkeit von Erdbeben nennt man chronische Schüttergebiete. Zu diesen gehört auch Japan, wo allein in Tokio in den letzten 24 Jahren 2173 Beben beobachtet wurden.

Die Größe des Areales, über welches sich Erdbeben in unmittelbar wahrnehmbarem Stärkegrad auszudehnen imstande sind, ist zum Teil eine außerordentliche. Das rheinische Erdbeben vom 29. Juli 1846 umfaßte einen Erschütterungskreis von 2200 □Ml., das Visper Erdbeben vom 25. Juli 1855 einen solchen von über 3700, das neapolitanische Erdbeben vom 16. Dezember 1857 einen solchen von 1843, das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 einen solchen von 3100, das Erdbeben von Lissabon vom 1. November 1755 einen solchen von weit über 100000 □Meilen. Falls es damals möglich gewesen wäre, die schwächsten peripherischen

Ausläufer dieser Beben vermittelst seismometrischer Instrumente zu registrieren, so würde sich das Schüttergebiet derselben als noch viel ausgedehnter erwiesen haben. So steht seit Anwendung solcher Apparate fest, daß sich stärkere Erdstöße über und durch die ganze Erde fortpflanzen können.

In neuester Zeit hat sich die Erforschung der seismischen Erscheinungen und deren Ursächlichkeit zu einer besonderen Disziplin der Geophysik, nämlich der Seismologie entwickelt. Ihr dienen zur Beobachtung der seismischen und namentlich der mikroseismischen Erschütterungen selbstregistrierende Seismometer*), deren Aufstellung man jetzt behufs einheitlich organisierter Forschungsarbeit bestrebt ist über das gesamte Erdenrund auszudehnen.

§ 7. **Seebeben.****) Die Wirkung der Seebeben, die meist von seismischen Erschütterungen des Meeresbodens ausgehen, zeigt sich in Stößen, welche die Schiffe auf offenem Meere erhalten, und in heftigen Schwankungen des Meeresspiegels, die an den Küsten und Inseln Rückzüge des Meeres und Überflutungen des Landes bewirken, durch welche Städte bis auf die Grundmauern weggeschwemmt werden können. An den Küsten beginnt oft die Bewegung mit einem Rückzuge des Meeres, infolge dessen die Untiefen hervortreten, Schiffe auf den Grund geraten, Häfen und ganze Meerbusen trocken gelegt werden. Wie ein Wasserberg stürmt das Meer wieder gegen die Ufer an, steigt 10, 20 und mehr Meter über seinen normalen Stand, wirft Schiffe über den Hafen weg und reißt sie weit landeinwärts. So erzeugte am 13. August 1868 ein Seebeben an der Küste von Peru eine Erdbebenflut, welche sich vom 13. bis 16. August mit einer Geschwindigkeit von 200 bis 400 Seemeilen in der Stunde über den ganzen Stillen Ozean verbreitete, sich bis an die Küsten von Australien und Japan fühlbar machte, auf vielen in ihrem Wege gelegenen Inseln die größten Verheerungen anrichtete und noch in Neuseeland bis über 3 m hohe Wellen bildete. Ganz ähnliches gilt von dem großartigen Beben, welches am 9. Mai 1877 an der Westküste Südamerikas stattfand, infolge dessen das Meer 8 mal in einer Höhe von bis 7 m in die Stadt Iquique einbrach, und welches eine Flutbewegung des Meeres im Gefolge hatte, die sich ebenfalls über die ganze Fläche des Stillen Ozeans erstreckte. Die erzeugte Welle legte den etwa 8800 Seemeilen weiten Weg von Iquique, dem Mittelpunkte der Erschütterung, bis nach Japan in 22 bis 23 Stunden, also mit etwa 230 m pro Sekunde, den nach Neuseeland, nämlich etwa 5000 Seemeilen in ca. 18 Stunden, also mit etwa 180 m pro Sekunde zurück. Die durch die Eruption des Krakatau (s. S. 15 und 35) am 27. August 1883 hervorgerufene

---

*) R. Ehlert, l. c.

**) E. Rudolph, Über submarine Erdbeben. Beiträge z. Geophysik. Stuttgart 1887. I. S. 133 und 1885. II. S. 537.

Sturzwelle erreichte an den Sunda-Inseln eine Höhe von 36 m, wusch 36000 Menschen weg und pflanzte sich mit einer ungefähren Geschwindigkeit von 306 Seemeilen in der Stunde über den ganzen Stillen und Atlantischen Ozean fort. Dem Seebeben von Kamaishi fielen am 15. Juni 1896 an der Nordostküste der japanischen Insel Nipon binnen wenig Minuten 22000 Menschen zum Opfer. Die von ihm erzeugten Flutwellen setzten selbst noch die Bewohner der Küste von Nordamerika und von Australien in Schrecken.

§ 8. **Über die Ursachen der Erdbeben.** Seismische Erscheinungen können durch mehrfache Ursachen herbeigeführt werden. Nach ihrer verschiedenartigen, in den meisten Fällen schwer zu enträtselnden Entstehung kann man dieselben 4 Kategorien zuteilen:

1. Einsturzbeben (Auslaugungsbeben).

Infolge des Zusammenbruches unterirdischer Hohlräume können Erschütterungen der Erdoberfläche erzeugt werden. Diese nur lokalen und selteneren Erdbebenerscheinungen stehen mit endogenen Vorgängen in keinerlei genetischer Verbindung, sind das Werk der gesteinsauflösenden Tätigkeit des Wassers und werden deshalb in dem diese letztere behandelnden Abschnitte ihre Besprechung finden.

2. Vulkanische Erdbeben (Explosionsbeben).

Dieselben werden durch Gas- und Dampfexplosionen in dem Eruptionskanale der Vulkane erzeugt, von welchem aus sich die Stöße in radialer Richtung ausbreiten. Alle tätigen Vulkangebiete und mit ihnen in Zusammenhang zahlreiche Küstenstriche sind deshalb zugleich Erdbebengebiete. So wird zuweilen die Umgebung des Vesuvs in einem Umkreis von 30 km erschüttert, während die Seismometer im Vesuv-Observatorium Tausende von schwächeren Erzitterungen anzeigen. Auch vom Stromboli und von Vulcano gehen bis nach Palermo und nach Calabrien reichende radiale Stöße aus. Bei Ausbrüchen der Hekla wird nicht selten ganz Island erschüttert, ja einzelne Stöße pflanzen sich bis Skandinavien fort. Das furchtbare, aber auf Ischia beschränkte Erdbeben im Juli 1883 wird auf mißlungene Eruptionsversuche zurückgeführt.

3. Abyssische (kryptovulkanische) Erdbeben.

Nach neuerer Auffassung ist der Ausgangspunkt der Mehrzahl der ausgedehnteren Erdbeben in sehr beträchtlicher Tiefe zu suchen, z. T. erst an der Grenze von glutigem Magma und bereits verfestigtem Gestein, also auch in peripherischen Herden (S. 46). Die sich hier vollziehenden Abkühlungs- und Erstarrungsvorgänge, wie die Ausscheidung von Gas- und Dampfmassen aus dem fest werdenden Magma, ferner die Injektion des letzteren in sein Deckgebirge, mögen sich als senkrecht von unten herauf wirkende Druck- und Stoßkräfte betätigen, die zur Entstehung von Erdbeben führen*).

*) Vergl. W. Branco, Wirkungen und Ursachen der Erdbeben. Berlin 1902. S. 75.

Infolge der abyssischen Lage ihrer Herde werden derartig erzeugte Erschütterungen den Erdball durchqueren, sich aber jedenfalls über so ausgedehnte Felder der Erdrinde ausbreiten können, wie sie durch die neuesten Seismometerregistrierungen festgelegt worden sind.

4. Tektonische Erdbeben (Dislokations- oder Stauungsbeben). Dieselben sind Folgeerscheinungen der Zusammenziehung des Erdkörpers (s. S. 66), welche Spannungen der Erdrindenstücke erzeugt, die dann plötzliche Auslösungen, also Brechen, Reißen und Verschiebungen erzwingen und dadurch weithin fühlbare Erschütterungen hervorrufen. Die letzteren, also die tektonischen Erdbeben, entstehen somit durch Bewegungen der sich kontrahierenden, sich faltenden, zerreißenden und in ihren einzelnen Stücken sich verschiebenden oder senkenden Erdrinde (Sueß, Heim, Hoernes, Dana, Credner). Der gewaltige gegenseitige Druck der Gebirgsteile, das Entstehen neuer und die Erweiterung schon bestehender Klüfte und Spalten, plötzliche Störungen der Lagerungsverhältnisse, das sind die Ursachen der tektonischen Erdbeben. Letztere beweisen, daß sich Dislokationen innerhalb der Erdrinde noch stetig weiter vollziehen und ein beständiges Bersten, Abbrechen, Rutschen und Verschieben in der Erdkruste erzeugen. So erklärt es sich auch, daß gerade gebirgige Gegenden, also gefaltete Teile der Erdrinde, ferner aber auch die gelockerten Bruchränder der Kontinentalmassen und der Senkungsgebiete sehr oft, — Areale mit ungestörter Schichtung (Rußland, norddeutsches Tiefland) nur höchst selten Erdbeben den Ursprung geben. Dahingegen hat sich von vielen Erdbeben nachweisen lassen, daß sie in gewissen Gegenden stets von bestimmten Dislokationslinien (seismischen, Stoß-, Schütterlinien) ausgehen, wenn auch die jedesmaligen Stoßpunkte auf letzteren sich verschieben, also wandern können. Diese Linien laufen entweder dem Streichen der Faltengebirge parallel und entsprechen dann häufig peripherischen Bruchzonen an der Innenseite der Kettengebirge, oder aber sie durchsetzen dieselben quer. Danach unterscheidet man Längsbeben und Querbeben (longitudinale und transversale Dislokationsbeben).

So wurzeln denn die imposantesten Vorgänge in dem Entwickelungsprozesse unseres Planeten: ozeanische Einbrüche und kontinentale Oszillationen, Faltung und Bruch der Rindenstücke zu Gebirgen, Vulkantätigkeit und Erdbeben insgesamt in einer einheitlichen Ursache, in der Abkühlung des glutigen Erdinneren.

II. Die exogenen Vorgänge.

Als exogen bezeichnet man alle diejenigen geologischen Vorgänge, welche sich auf der Lithosphäre von außen her unter dem Einflusse des Wassers, der Luft und des organischen Lebens geltend machen.

A. Die geologische Tätigkeit des Wassers.

Dem Wasser ist die Aufgabe gestellt, die durch endogene Vorgänge auf den Kontinenten erzeugten Höhenunterschiede wieder auszugleichen, — umzureißen, was aus der Tiefe wirkende Kräfte aufgetürmt, auszuebnen, was sie emporgewölbt haben. Das Endziel dieser seiner nivellierenden Tätigkeit ist es, die ursprüngliche, von Berg und Tal nicht unterbrochene Oberflächengestaltung der Kontinente wieder herzustellen. Derselbe Drang nach der Tiefe, welcher das Wasser zum wichtigsten geologischen Werkzeuge gestaltet, wohnt auch dem Gletschereise inne. Wir haben demnach das Wasser sowohl in flüssigem, als in festem Zustande mit Beziehung auf seine geologische Tätigkeit zu betrachten.

1. Das Wasser als geologisches Werkzeug.

Der ganze Kreislauf des Wassers ist ein geologisches Werkzeug, dessen einschneidende Wirkung auf seinem Streben beruht, von der Höhe nach der Tiefe zu gelangen. Als Regentropfen auf den Schauplatz seiner irdischen Tätigkeit gefallen, beginnt es sogleich mit Überwindung aller Hindernisse sich einen Weg nach dem tiefsten Niveau der Erdoberfläche, dem Meere, zu bahnen. Der Größe und Schwierigkeit der Aufgabe des Wassers entspricht die Vielfältigkeit der Mittel, welche ihm zur Erfüllung derselben zu Gebote gestellt sind. Reicht seine mechanische Kraft zur Zertrümmerung und zur Transportierung der Gesteinsmassen, welche sich ihm in den Weg stellen, nicht aus, dann kommt ihm seine Fähigkeit zu Hilfe, gewisse Bestandteile der Gesteine chemisch aufzulösen, zu zersetzen und auszulaugen und dadurch den Fels in seinem innersten Gefüge zu lockern, und sind beide vereint zur Bewältigung der Hindernisse zu schwach, so gesellt sich ihnen die Sonnenbestrahlung (Insolation) und der Frost zu. Die erstere bringt das Gestein zur Ausdehnung, Berstung und Zerstückelung, — beim Frieren dehnt sich das Wasser mit so unwiderstehlicher Gewalt aus, daß es, in Felsspalten eingeschlossen, die Gesteine zertrümmert.

Der Weg, welchen das Wasser einschlägt, um aus den Bergen in die Ebene und von da zum Meere zu gelangen, ist ein doppelter. Ein Teil sucht sich unterirdische Bahnen, ein anderer folgt der Oberfläche des Bodens.

Von seinem Ziele aus kehrt es in Dunstform zurück zu den Gebirgen, um dort unendlich oft immer und immer wieder von Neuem seine Wanderung anzutreten und seine geologische Arbeit zu verrichten.

Aus der Faltung eines Streifens der Erdkruste zu einem Gebirge ging nicht unmittelbar das hervor, was heute als abwechslungsreiches Ganzes vor uns liegt, — der gebirgsbildende Schub lieferte vielmehr nur rohe Gesteinsfalten: die Umgestaltung derselben in ein gegliedertes Gebirgssystem lag dem Wasser ob. Als Regen und Tau beginnt es zunächst seine zersetzende und auslaugende, die feste Gesteinsoberfläche lockernde, chemische Tätigkeit. Die nicht einsickernden, ablaufenden Regentropfen streben nach der nächsten Bodeneinsenkung, zarte Rillen in dem Verwitterungsboden hinter sich zurücklassend; zum Rieselbach vereint, schneiden sie sich Wasserrisse in das gelockerte Gestein; als Gebirgsbach entfalten die gesammelten Gewässer die ganze Kraft ihrer Falltätigkeit und wühlen sich tiefe Schluchten in den Felsgrund. Die Bäche vereinen sich zum Bergstrome, welcher die Schlucht zum Gebirgstal erweitert, die Bergströme zu Flüssen, deren Bett sich zum Tale ausdehnt, aus welchem sie in die Niederung treten, um durch diese, indem sie andere Gewässer in sich aufnehmen, dem Meere als Strom zuzufließen: ein kunstreiches System von Wasserkanälen, dessen zarteste Äste sich im Hochgebirge verzweigen und das Wasser auffangen und dem Meere zuführen. In den ursprünglichen Gebirgsabfall schneiden sich die Wasser ein solches System neben dem anderen ein (Erosion); Schluchten und Täler unterbrechen jetzt in mannigfachster Gestaltung die früher gleichförmig ausgedehnten Abhänge, als deren Überbleibsel nur noch die Felsrücken und Felsgrate stehen geblieben sind, welche die einzelnen Täler trennen. Ihre oberen Begrenzungslinien deuten das vordem allgemeine, ununterbrochene Niveau des Bergabfalles an.

Die Täler sind zugleich die Kanäle, welche zur Wegschaffung und zum Transporte des erodierten Gebirgsmateriales nach der Ebene und zum Teil bis zum Meere dienen. An dieser talabwärts gerichteten Bewegung der Zerstörungsprodukte der fließenden Gewässer nehmen nicht nur die im direkten Bereiche der letzteren liegenden Schuttmassen teil, vielmehr kommt jeder Regenguß, jeder Gewitterschauer den Gebirgswassern zu Hilfe, indem er von den abschüssigen Bergabhängen den Verwitterungsschutt abträgt und Felsblöcke loslöst und dem Bache zuführt, der sie entweder direkt, oder nachdem sie der Frost in kleine Stücke gesprengt hat, mit sich fortschiebt. Durch gegenseitige Reibung runden sich die Fragmente ab und verlieren zugleich immer mehr an Größe, bis sie, am Fuße der Gebirge angekommen, zu Kies, Sand und zum Teil zu den feinen Schlammteilchen zermalmt worden sind, welche die Trübung der Flüsse bewirken. Selbst an sehr sanften Talgehängen sind die Regenwasser unablässig tätig, sandiges und

erdiges Material zu rauben und den Strömen zuzuführen (Denudation). Infolge der allgemeinen Verbreitung der Regen und der dadurch bedingten Bildung von fließenden Wassern ist der größte Teil der Oberfläche des Festlandes in einer Bewegung nach dem Ozeane begriffen, in welchem sich die eingeschwemmten Substanzen zu feinem Schlamme niederschlagen, um allmählich zu Gestein zu erhärten und im Laufe der Zeiträume von neuem über den Spiegel des Meeres gehoben und zum Teil zu hohen Gebirgen gefaltet zu werden. Das Material, aus welchem die Erdkruste aufgebaut ist, befindet sich somit in einem ununterbrochenen Kreislaufe, — einem Kreislaufe, den ihm die Bahn des Wassers vorschreibt.

Dabei steht aber den Gewässern außer dem Wege auf der Oberfläche der Erde noch ein zweiter offen. Durch feine Spalten, durch Poren des Gesteines dringen sie in das Innere der Gebirge, um als Quelle wieder an das Tageslicht zu treten. Auch auf dieser seiner unterirdischen Bahn liegt das Wasser erfolgreich seiner Aufgabe der Zerstörung ob, welche noch ganz besonders durch seinen Gehalt an Kohlensäure gefördert wird. Mit Hilfe der letzteren entfaltet das Wasser im Verborgenen eine so großartige Tätigkeit, daß uns dafür jeder Maßstab fehlt, und verwandelt das Innere der Erdkruste in eine Werkstatt, aus welcher die wichtigsten geologischen Erscheinungen hervorgehen. Zuerst drängt es sich in die Poren und Haarspältchen der Gesteine, — selbst die dichteste Felsart kann ihm den Zutritt nicht wehren, — und dann beginnt es den Prozeß der Auflösung und Zersetzung, welchem im Laufe der Zeit fast alle Mineralsubstanzen verfallen.

Beladen mit fremdartigen Stoffen, setzt das Wasser als schwache mineralische Lösung seinen unterirdischen Weg weiter fort, um frischen Kräften, nämlich neu eindringenden Gewässern Platz zu machen, welche das begonnene Werk der Auflösung und Zersetzung aufnehmen. Vor der andauernden Tätigkeit der mikroskopisch kleinen Wassertröpfchen verschwinden ausgedehnte Gesteinsmassen, an ihrer Stelle entstehen unterirdische Hohlräume, an deren Erweiterung die Wasser so lange arbeiten, bis ihre Decke die auf ihr ruhende Last nicht mehr zu tragen vermag. Dann bricht die Höhle in sich zusammen, Stöße erschüttern die Erdoberfläche, der Boden wird von Spalten durchsetzt und beginnt, zuweilen unter erdbebenartigen Erscheinungen, sich zu senken.

Die Mineralwasser selbst sammeln sich in der Tiefe in Spalten und Hohlräumen an und brechen von diesen unterirdischen Reservoirs aus als Quellen hervor, nachdem sie den Gebirgen eine bedeutende Menge ihres Materiales entzogen und in ihrem Inneren ebenso zerstörend gewirkt haben, wie die Sickerwasser und die Bäche und Ströme auf deren Oberfläche. Sobald sie mit atmosphärischer Luft in Berührung kommen, entweicht ein Teil der Kohlensäure, die entführten Substanzen scheiden sich aus und lagern sich

am Fuße der Berge oder überhaupt an der Quellenmündung, oft fern von ihrer ursprünglichen Heimat, ab.

Die Gebirgsquellen entledigen sich jedoch ihrer mineralischen Last bei ihrem Austritte an die Tagesoberfläche nicht vollständig, eine geringe Menge von fremdartiger Substanz und zwar namentlich auch von kohlensaurem und schwefelsaurem Kalke bleibt vielmehr gelöst zurück und wird von ihnen dem gemeinsamen Ziele aller Gewässer zugeführt. Da dies in Hunderten von Strömen geschieht, so müßte der Ozean innerhalb kurzer Zeiträume zu einer gesättigten Solution von Kalksalzen werden. Dies wird jedoch dadurch verhindert, daß die Mehrzahl der Meeresbewohner und zwar namentlich Mollusken, Echinodermen, Korallentiere, Foraminiferen und Kalkalgen den Kalk, welcher aus dem Inneren der Kontinente, vielleicht von deren höchsten Berggipfeln stammt, nachdem er in gelöstem Zustande weite Strecken durchwandert hat, wieder dem Wasser entziehen, ihn als feste Substanz ausscheiden und als Material für Gesteinsbildungen aufspeichern. Die Austernbänke der atlantischen Küste sind aus Kalk aufgebaut, welcher meistens aus den Alpen und anderen Gebirgen Zentraleuropas stammen mag, — die Korallenriffe des Stillen Ozeanes verdanken ihr Material den seine Fläche umgrenzenden Gebirgen; auf der anderen Seite sind diese selbst zum Teil wiederum nichts anderes, als über den Meeresspiegel gehobene Bauten von Seetieren, kurz, — diese wie jene repräsentieren nur Stadien in dem Kreislaufe des Stoffes.

Aus dieser Skizze der Beteiligung des Wassers bei dem Entwickelungsprozesse der Erdoberfläche und der Wege, auf denen es seine Aufgabe verfolgt, geht hervor, daß die Tätigkeit des Wassers einerseits eine chemische, anderseits eine mechanische ist und in jedem dieser beiden Fälle wiederum Gestein zerstörend, Mineralsubstanzen fortführend und Gesteinsmaterial absetzend sein kann.

a) Die chemische Tätigkeit des Wassers.

G. Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. Bonn 1863—1866. Nebst Supplement. 1871.

J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. I. Bd. Berlin 1879.

A. Daubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle etc. II. Bd. und: Les eaux aux époques anciennes etc. Paris 1887.

R. Brauns, Chemische Mineralogie. Leipzig 1896. S. 316—426.

§ 1. **Das Wasser.** Die Wasserdünste, welche durch die Sonnenwärme in den Luftkreis unseres Planeten emporgehoben werden, repräsentieren eine jährliche Wassermenge von über 1000 geogr. Kubikmeilen. Als Regen, Tau und Schnee schlagen sie sich auf der Oberfläche der Erde nieder. Diese enthalten etwas Kohlensäure, namentlich aber Sauerstoff und Stickstoff, welche sie aus der Atmosphäre absorbiert haben; und ihnen, wenigstens

den beiden erstgenannten, verdanken die Wasser einen großen Teil ihrer Zersetzungs- und Auflösungsfähigkeit. Ihr Kohlensäuregehalt ist ursprünglich ein außerordentlich geringer (etwa 2,5 % der absorbierten Luft), wird jedoch bedeutend vermehrt, sobald sie in die an verwesenden vegetabilischen Resten reiche obere Schicht der Erde dringen, wo sie die durch Fäulnis der organischen Substanzen entstehende Kohlensäure aufnehmen. Endlich kann sich das Wasser mit der Kohlensäure sättigen, welche aus dem Inneren der Erde emporsteigt, und welcher dasselbe auf dem Wege nach der Tiefe begegnet. Außer Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure führt das Sickerwasser von der Erdoberfläche organische Substanzen mit sich in die Erdteufe, wo sie u. a. infolge ihrer reduzierenden Einwirkung auf die Oxyde ein wichtiges Element in dem durch zirkulierende Gewässer ins Werk gesetzten Umwandlungsprozesse der Gesteine bilden. In solcher Gestalt, beladen mit Sauerstoff, Kohlensäure und organischen Verbindungen, namentlich Humussäuren, ist das Wasser ein geologisches Werkzeug, dessen zersetzendem und auflösendem Einflusse keine Felsart im Laufe der Zeit widersteht. Beim Eindringen in die Gesteine verbraucht das Sickerwasser bald seinen Sauerstoff und die Kohlensäure, falls in den Gesteinen Körper vorhanden sind, welche Verbindungen mit diesen Gasen eingehen können. Dafür nimmt es aber solche Mineralsubstanzen auf, welche in ihm entweder an und für sich oder mit Hilfe der Kohlensäure löslich sind, wodurch es in den Stand gesetzt wird, weitere Zersetzungen oder neue Bildungen zu veranlassen, wenn es weiter in die Tiefe dringt. Der von den atmosphärischen Niederschlägen absorbierte Stickstoff geht mit den mineralischen Körpern, zwischen denen er, vom Wasser in die Tiefe geführt, zirkuliert, keine Verbindungen ein, sondern wird bis zum Wiederaustritt der Quellwasser in Absorption gehalten, macht sich dann von ihnen frei und kehrt in die Atmosphäre zurück.

§ 2. **Durchdringlichkeit, Auflöslichkeit und Zersetzbarkeit aller Gesteine durch Wasser.** Die Tagewasser treten ihren Weg nach der Tiefe an; dabei folgen sie nicht allein den Spalten, Klüften und Schichtungsflächen der Gesteine, sondern sie dringen in diese letzteren selbst ein. Die Masse aller Gesteine ist von einem Netze feiner Haarspalten durchzogen, in welche das Wasser, ebenso wie in die Blätterdurchgänge der Gesteinsbestandteile, um so leichter einsickert, je bedeutender der Druck ist, den die auf ihm lastende Wassersäule ausübt. Wie groß die Wassermenge ist, welche im Inneren der Gebirge zirkuliert, zeigt sich in den Stollen und Schächten vieler Bergwerke, von deren Wänden und Firsten das Wasser tropft und rieselt, — daß feinkörnige wie grobkörnige Gesteine durchdringlich sind, wird in der vollständigen Zersetzung mancher Basalte zu Wacken, in der tief hinabreichenden Kaolinisierung mancher Granite und Porphyre offenbar, und daß Flüssigkeiten ihren Weg in selbst anscheinend

vollkommen homogene Mineralmassen finden, ergibt sich aus der künstlichen Färbung der Chalcedone und Achate; kurz keine einzige Gesteinsart setzt dem einsickernden Wasser einen absoluten Widerstand entgegen.

Ebensowenig wie eine vollkommene Undurchdringlichkeit, existiert eine vollkommene Unzersetzbarkeit und Unauflöslichkeit irgend eines Gesteines durch Wasser. Würde auch der Chemiker ein Mineral, welches er mit Wasser behandelt hat, von dem er aber weder durch Reagentien, noch durch Abdampfen Spuren in letzterem nachweisen kann, ein unlösliches nennen, so ist doch damit der Beweis seiner absoluten Unlöslichkeit noch nicht geführt, denn bei hohen Graden der Verdünnung reagieren Reagentien nicht mehr und der Rückstand nach dem Abdampfen kann so unbedeutend sein, daß er dem Auge entgeht. Findet aber der Geologe ein Mineral in der diesem nicht zukommenden Krystallform eines anderen, nach unseren Erfahrungen unlöslichen Minerales (eine Pseudomorphose dieses letzteren), so beweist dies, trotz der anscheinenden Unlöslichkeit desselben, daß Gewässer das verdrängte Mineral im Laufe der Zeiten aufgelöst und weggeführt und ein neues an dessen Stelle abgesetzt haben, oder daß mit Hilfe des Wassers eine langsame Umwandlung der Masse stattgefunden hat. Für die Löslichkeit vieler Gesteinselemente, die für den Chemiker gewöhnlich als unlöslich gelten, sprechen vorzugsweise diejenigen Pseudomorphosen, bei welchen das Umwandlungsprodukt keinerlei chemische Beziehung mehr zu dem ursprünglichen Minerale besitzt. Hierher gehören z. B. die Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Quarz, von Zinnstein nach Feldspat, Eisenkies nach Quarz und Rotgültigerz, Quarz nach Flußspat usw. In hohem Maße kommt dem Wasser bei diesen Prozessen sein Gehalt an Kohlensäure zu statten. Zu ganz ähnlichen Resultaten, wie die Beobachtung der natürlichen Vorgänge, hat das Experiment geführt. Es zeigte sich nämlich, daß Feldspate, Epidot, Glimmer, Turmalin, Augit, Hypersthen, Hornblende, Olivin, Chlorit, Talk usw., also anscheinend unlösliche Mineralien, in feingepulvertem Zustande und beim Übergießen mit kohlensäurehaltigem oder selbst reinem Wasser so schnell von diesem angegriffen wurden, daß schon die ersten Tropfen der abfiltrierten Flüssigkeit Spuren eines jenen Mineralien entstammenden Alkalis oder einer alkalischen Erde zu erkennen gaben. Die Erfahrung lehrt, daß kaum irgend ein in kohlensäurehaltigem Wasser absolut unlösliches oder unzersetzbares Mineral existiert, daß namentlich fast alle die Mineralien, welche einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau der Erdkruste nehmen, dem zersetzenden und lösenden Einflusse der Sickerwasser nicht widerstehen können. Die mikroskopische Untersuchung hat dies nicht nur bestätigt, sondern auch den Gang, den diese Umwandlungsprozesse nehmen, kennen gelehrt. Zunächst werden die peripherischen Partien der Gesteinsbestandteile, sowie die Wände der Klüftchen und Blätterdurchgänge in Angriff genommen. Von hier aus

schreitet die Umwandlung nach dem Inneren fort, bis nur noch kleine Kerne der frischen Substanz innerhalb des netzförmigen Maschenwerkes von Zersetzungsprodukten übrig bleiben und bis endlich auch diese vollständig von letzteren aufgezehrt werden. Solches gilt namentlich von den Feldspaten, Augiten, Hornblenden, dem Olivin, Cordierit, Granat, Anhydrit, Magneteisen usw.

Eine Folge dieser lösenden und zersetzenden Einwirkung der Sickerwasser auf die Gesteinsbestandteile ist die, daß sie sich mit mineralischer Substanz beladen und diese mit sich fortführen, daß also die ursprünglich reinen atmosphärischen Wasser von ihrem Wege durch die Gesteine als Mineralquellen auf die Erdoberfläche zurückkehren, und daß endlich im Laufe der langen geologischen Zeiträume, seit denen das Wasser durch die Gesteine filtriert, ganz enorme Quantitäten von Substanzen dem Erdinnern entzogen und der Erdoberfläche zugeführt werden.

§ 3. **Die hydrochemischen Prozesse.** Die in die Gesteine der Erdkruste einsickernden, Kohlensäure, Humussäuren und Sauerstoff mit sich führenden Wasser leiten folgende hydrochemische Vorgänge ein:

1. Auflösung.

Ganz abgesehen von einer Reihe sehr leicht löslicher, in der Natur eben aus diesem Grunde selten und nur an besonders geschützten Punkten vorkommender Salze (Eisenvitriol, Kupfervitriol, Alaun, Salpeter usw.), sind es namentlich vier Gesteinsarten, auf welche die atmosphärischen Wasser direkt lösend und wegführend einwirken: Gyps, Steinsalz, Kalkstein und Dolomit.

Der Gyps nimmt einen nicht unbedeutenden Anteil an dem Aufbau der Erdkruste, in welcher er mächtige Stöcke und Einlagerungen bildet, und über deren Oberfläche er sich in Gestalt ganzer Hügelreihen, Bergkuppen und ansehnlicher Felsmassen erhebt. Daraus geht hervor, daß selbst seine nur teilweise Vernichtung und Wegführung von großem Einfluß auf den Schichtenbau und die Gestalt der Oberfläche sein muß. Da Gyps ein in etwa 400 Teilen Wasser lösliches Salz ist, da er ferner dem auflösenden Angriffe des Wassers nicht nur auf seiner Oberfläche, sondern auch in zahllosen Klüften und Fugen ausgesetzt ist, welche das Gestein infolge seiner weiter unten zu besprechenden Entstehungsweise nach allen Richtungen durchziehen, so ergibt sich, welche bedeutenden Massen dieser Mineralsubstanz in verhältnismäßig kurzen Zeiträumen in Solution entführt werden. So fördert z. B. die Lorenzquelle zu Leucker Bad (Wallis) jährlich 4 Millionen kg Gyps zu Tage, welche etwa 2300 cbm dichten Gypses repräsentieren. Infolge dieser unterirdischen, auslaugenden Tätigkeit des Wassers bilden sich nach und nach große Hohlräume, die Gypsschlotten.

Bedeutend leichter als der Gyps fällt das Steinsalz dem Wasser zur Beute und würde aus seinen zum großen Teile aus den paläozoischen Zeitaltern stammenden Lagerstätten längst vollständig entführt sein, falls es

nicht zum Teil durch seine konstanten Begleiter, nämlich fast wasserdichte Tonschichten, vor Auflösung und Wegführung geschützt wäre. Sie sind die Bedingungen seiner Existenz als Glied der sedimentären Schichtenreihe; deshalb ist denn auch wohl die Mehrzahl aller uns bekannten größeren Steinsalzablagerungen von Tonen bedeckt. In manchen Steinsalzlagerstätten Norddeutschlands, so in derjenigen von Staßfurt, stellen diese den Abschluß gegen das Wasser so hermetisch her, daß die dortigen aus dem permischen Zeitalter stammenden, also jedenfalls viele Millionen von Jahren alten Ablagerungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche, an die Luft gebracht, durch Anziehung der Feuchtigkeit derselben zerlaufen, vollkommen trocken geblieben sind. Wo Sickerwasser Zugang zu Steinsalzablagerungen finden, um dann mit größerem oder geringerem Salzgehalte wieder an die Erdoberfläche zu treten, bilden sich Solquellen.

Unter den Gesteinen, welche einen noch wesentlicheren Anteil an dem Aufbau von Gebirgen nehmen, als Gyps und Steinsalz, ja solche oft ausschließlich zusammensetzen, ist es der Kalkstein, welcher in sehr beträchtlichen Mengen vom Wasser aufgelöst wird. Freilich ist derselbe nur in etwa 1000 Teilen mit Kohlensäure gesättigten Wassers und noch viel unbedeutender in reinem Wasser löslich, doch wird diese geringe Löslichkeit durch die Quantität der gerade auf den Schichtungs- und Kluftflächen der Kalksteine zirkulierenden Wasser ersetzt. Die Resultate sind deshalb überraschend; so hat man z. B. aus der Menge des Wassers der aus dem Teutoburger Walde und der Haar entströmenden Flüsse und ihrem Gehalte an kohlensaurem Kalke berechnet, daß dieselben jenen kleinen Gebirgen



Fig. 34. Karrenfeld am Säntis. Nach *Heim*.

jährlich eine Quantität Kalkes entziehen, welche einem Würfel von mehr als 33 m Seitenlänge entspricht. Deshalb sind auch kalkhaltige (harte) Quellen, sowie Höhlen und Erdfälle sehr gewöhnliche Erscheinungen im Gebiete von Kalksteinformationen.

Wie in der Tiefe, so geht diese Auflösung und Wegführung des kohlensauren Kalkes auch an der Oberfläche der Kalksteine vor sich. Vielerorts werden hier durch einsickernde Wasser geologische Orgeln, zylindrische, sack- oder brunnenartige Vertiefungen ausgehöhlt, welche dann oft wieder von jüngeren Einschlämmungsprodukten ausgefüllt worden sind. Auf der Oberfläche namentlich der alpinen Kalkgebirge können sich die Kohlensäure enthaltenden und Humussäuren aufnehmenden Niederschläge, z. T. unter Benutzung der Klüftchen und der lokal wechselnden Widerstandsfähigkeit des Kalksteines jene berüchtigten, kahlen, wild zerrissenen Karrenfelder oder Schratten (Fig. 34) herausmodellieren*). Dieselben bestehen aus einem meist richtungslosen Gewirre von 1—2, ja 10—15 m tiefen Rinnen und Schluchten, getrennt durch abgerundete oder scharfkantige Firsten und zerschlitzte, zackige Kämme, sowie aus rundlichen Kalkbuckeln mit radiär vom Scheitel ausstrahlenden Rillen- und Furchensystemen.

Am großartigsten gelangt die gleichzeitige oberflächliche und unterirdische Auflösung und Wegführung des Kalksteines durch Wasser in den ausgedehnten Kalkgebirgen von Krain, Istrien, Dalmatien und Montenegro als Karstphänomen zum Ausdrucke**). Hier vergesellschaften sich die oberflächlichen Ausnagungserscheinungen in Form von unzähligen, schüssel-, kessel- und wannenförmigen Dolinen, schachtähnlichen Orgeln und wilden Karrenfeldern mit in der Tiefe gelegenen Grotten und sich über und neben einander hinziehenden Höhlensystemen, welche stets, periodisch oder streckenweise von unterirdischen Wasserläufen durchströmt werden. Zu ihnen führen von der durch Ausnagung modellierten Oberfläche kluftförmige Schlünde und röhrenförmige Schlote nebst ihren Einsturztrichtern (Einsturzdolinen) hinab.

Auch Dolomitspat ist in freilich sehr unbeträchtlichen Mengen durch Wasser löslich, so daß Dolomitlager allmählich der Zerstörung und Wegführung von seiten zirkulierender Gewässer anheimfallen. Viel augenfälliger als dieser letzte Vorgang ist indessen die Auslaugung des überschüssigen Calciumcarbonates aus dolomitischen Kalken durch kohlensäurehaltige atmosphärische Gewässer, ein Prozeß, welcher auf der geringeren Löslichkeit des Dolomitspates beruht und infolge dessen eine relative Anreicherung der ursprünglichen Gesteinsart an kohlensaurer Magnesia, die »Dolomitisierung« derselben, vor sich geht***). Die beständige Wegführung des

*) M. Eckert, Das Karrenproblem. (Mit vollständiger Literatur.) Zeitsch. f. Naturw. Bd. 68. Halle 1895. S. 321.

**) Cvijic, Das Karstphänomen. Wien 1898. — K. Hassert, Phys. Geographie von Montenegro. Peterm. geogr. Mitt. Ergänzh. 115. Gotha 1895. S. 72 f. (mit ausführlicher Literatur). — A. Penck, Morphologie d. Erdoberfl. Stuttgart 1894. Bd. II. S. 269.

***) J. Roth, Chem. Geologie. I. S. 71. — A. G. Högbom, N. Jahrb. 1894. I. S. 262. — E. Philippi, N. Jahrb. 1899. I. S. 32.

kohlensauren Kalkes verursacht die cavernöse und poröse Struktur des zurückbleibenden Dolomitgesteines und zugleich die Zerstörung der Kalkschalen seiner organischen Reste. Bei weiter gehender Einwirkung von seiten der Gewässer wird diese poröse Beschaffenheit wieder verschwinden, denn sobald das Wasser keinen kohlensauren Kalk mehr findet, greift es den Dolomit selbst an und setzt denselben in den Poren tiefer gelegener Stellen krystallinisch wieder ab. Durch diesen Prozeß kann ein bis dahin deutlich geschichtetes, versteinerungsreiches, dichtes Gestein zu einem ungeschichteten oder sehr undeutlich geschichteten, versteinerungsleeren, krystallinischen umgestaltet werden. In manchen Fällen wird der dolomitische Kalkstein durch Auslaugung des überschüssigen Calciumcarbonates in lose Dolomitsande (»Asche«) verwandelt. Gewöhnlich enthalten die dolomitischen Kalksteine etwas Eisen- und Mangancarbonat, sowie Ton, welche nach Wegführung des Calcium- und Magnesiumcarbonates einen eisenschüssigen und manganhaltigen, tonigen Rückstand bilden, so z. B. die Terra rossa der adriatischen Küstenländer. In den Ozark-Mountains (Missouri) erreicht dieses Residuum nach Pumpelly eine Mächtigkeit von 40 m, welche nur durch Auflösung einer bis 800 m mächtigen dolomitischen Schichtenreihe erzeugt worden sein kann.

2. Umwandlung wasserfreier in wasserhaltige Mineralien.

Das Wasser der Atmosphäre wird von der Mehrzahl der Gesteinsbestandteile im Laufe längerer Zeiträume chemisch aufgenommen, ohne daß dieselben eines ihrer Elemente dafür austauschen. Am augenfälligsten vollzieht sich z. B. die Umwandlung des Eisenoxydes in Eisenoxydhydrat auf der Insel Elba, wo der Roteisenstein von künstlichen Entblößungsstellen aus im Laufe weniger Jahrhunderte bis tief in die feste Masse hinein in Brauneisenstein umgewandelt worden ist. Einer der energischsten und folgenschwersten derartigen Vorgänge ist die Umwandlung des Anhydrites in Gyps, also des wasserfreien schwefelsauren Kalkes in wasserhaltigen, wobei ersterer ein Viertel seines Gewichtes Wasser aufnimmt, ein Prozeß, der, lokal durch gewisse Bedingungen begünstigt, so rasch vor sich gehen kann, daß z. B. die zu Bex im Canton Wallis auf die Grubenhalde gestürzten Anhydritstücke bereits nach 8 Tagen beginnen, sich zu Gyps umzugestalten, und daß die Stollen, welche durch den Anhydrit führen, durch Aufblähung des an ihren Wänden in Gyps übergehenden und durch diese Wasseraufnahme sein Volumen vermehrenden Anhydritgesteines fast unfahrbar werden und von Zeit zu Zeit nachgehauen werden müssen. Auch ohne die fördernde Zwischenkunft des Menschen erfolgt diese Umwandlung und zwar im großartigsten Maßstabe an den gewaltigen Anhydritmassen, welche stockförmig zwischen die Schichten der Perm-, Trias- und Tertiärformation eingelagert sind. Die atmosphärischen Sickerwasser haben die Oberfläche dieser Stöcke bis zu wechselnder Tiefe in Gyps umgewandelt,

der wie ein Mantel den noch unveränderten Anhydritkern umgibt. Die Umgestaltung des Anhydritgesteines zu Gyps vollzieht sich in der Weise, daß das Wasser in die mikroskopischen Spaltungsrisse der einzelnen Anhydritindividuen eindrang und zuerst den die Spaltwände bildenden Anhydrit in Gyps umwandelte. Durch die hiermit verknüpfte Volumenvermehrung wurden neue Spältchen aufgerissen, von denen aus sich der gleiche Vorgang vollzog, bis schließlich auch die kleinen Anhydritkerne innerhalb der Gypsmaschen gänzlich aufgezehrt werden. Die hierdurch bedingte Volumenvermehrung hat die Auftreibung, Knickung und Überstürzung der überlagernden und benachbarten Schichten zur Folge gehabt, eine Erscheinung, welche früher Veranlassung gab, den Gyps für eruptiv zu halten. Die Ausdehnung des sich in Gyps umwandelnden Gesteines ist eine sehr bedeutende und beträgt nach v. Fritsch*) in linearer Richtung etwa 10, in cubischer Größe etwa 33%, so daß ein Anhydritwürfel von 1000 cbm Inhalt zu einem Gypswürfel von etwa 1330 cbm anschwillt. Wie groß die ausdehnende Kraft bei diesem Vorgange ist, ergibt sich daraus, daß die im Anhydrite des Canariatales eingesprengten, wohl ausgebildeten Krystalle von Bitterspat und Quarz im Gypse als auseinander gerissene Trümmer vorkommen.

3. Oxydation.

Die atmosphärischen Wasser enthalten, wie bemerkt, Sauerstoff in ziemlich beträchtlicher Menge; alle Substanzen, welche eine Verbindung mit diesem Gase eingehen, werden deshalb oxydiert, wenn solche Wasser mit ihnen in Kontakt kommen. Durch Sauerstoffaufnahme geht Magneteisen in Roteisenerz über, welches die Oktaëdergestalt des ersteren beizubehalten pflegt (Martit). Das Ausgehende ganzer Magneteisenlager in Brasilien, am Lake Superior, im Erzgebirge ist in solchen Martit verwandelt. Auf einem mit Wasseraufnahme verbundenen Oxydationsprozesse beruht ferner die Umwandlung des Spateisensteines (kohlensauren Eisenoxydules) in Brauneisenstein (Eisenoxydhydrat), wobei einerseits das Wasser die Kohlensäure aus ihrer Verbindung mit dem Eisen austreibt und selbst deren Stelle einnimmt, während zugleich das Eisenoxydul durch Aufnahme von Sauerstoff in Eisenoxyd übergeht. Es ist dies ein Vorgang, welchem die oberen Partien aller Lagerstätten des Spateisensteines unterworfen sind, deren Ausgehendes oft bis zu bedeutender Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt wurde, während in noch größerer Tiefe der Spateisenstein unverändert geblieben ist. Die Oxydation beginnt an der Oberfläche der krystallinischen Aggregate, die lichtgelbe Farbe wird bräunlich, dunkelbraun und zuletzt selbst schwarz, allmählich schreitet diese Umwandlung in die Masse selbst und in die Tiefe vor. Der aus ihr hervorgehende Brauneisenstein ist porös, weil der Verlust der Kohlensäure den Betrag des

*) K. v. Fritsch, Das Gotthardgebiet. Bern 1873. Anhydrit und Gyps. S. 119.

aufgenommenen Wassers und Sauerstoffes übersteigt, so daß das ursprüngliche Volumen des Erzes um ungefähr ein Fünftel vermindert wird. Beispiele für den beschriebenen Prozeß liefert das in Brauneisenstein verwandelte Ausgehende der Spateisensteinstöcke von Kärnten, des Iberges im Harze, des Stahlberges im Thüringer Walde und vieler anderer Eisenerzlagerstätten. Auch der tonige Sphärosiderit gestaltet sich in tonigen Brauneisenstein um. Auf dieser Tendenz des Eisenoxydules, durch Aufnahme von Sauerstoff in höhere Oxydationsstufen überzugehen, beruht auch die Erscheinung, daß die durch Eisenoxydulsalze bedingte dunkelgrüne bis schwarze Färbung vieler Gesteine oberflächlich in eine rote oder braune übergeht. Ebenso unterliegt auch das Carbonat des Manganoxydules der höheren Oxydation, sodaß sich der rosenrote Manganspat schon in den Mineraliensammlungen allmählich bräunt. Als Endprodukte dieses Prozesses resultieren Manganit, Psilomelan und Pyrolusit.

Zu den Oxydationsprozessen gehört auch die Umwandlung der Schwefelmetalle in schwefelsaure Metallsalze (Vitriolisierung). Da alle Schwefelmetalle beim Zutritte sauerstoffhaltiger Gewässer allmählich diesem Schicksale verfallen, so würden Metallsulfate sehr häufig vorkommen, wenn nicht die meisten derselben leicht löslich im Wasser wären und von diesem fortgeführt würden. So wird Eisenkies zu Eisenvitriol, welcher durch weitere, eben beschriebene Oxydationsvorgänge in Brauneisenstein übergeht, wobei Schwefelsäure frei wird; diese wird von etwa in der Nähe befindlichem Kalkstein aufgenommen, so daß sich Gyps bildet, oder sie wird von den Wassern fortgeführt. Als ein Oxydationsprodukt der Blende resultiert Zinkvitriol, aus Kupferkies Kupfervitriol und Eisenvitriol, aus Bleiglanz Bleivitriol, aus Speiskobalt Kobaltvitriol. Aus Zersetzung der durch Oxydation aus den Schwefelmetallen erzeugten schwefelsauren Metalloxyde vermittelst Wassers, welches Carbonate von Alkalien oder Erden enthält, gehen durch Umsetzung Sulfate der letzteren und Metallcarbonate hervor, indem die Alkalien oder alkalischen Erden die Schwefelsäure, die Metalloxyde hingegen die durch Zersetzung der Carbonate frei gewordene Kohlensäure ergreifen. Auf diese Weise entstehen namentlich einerseits Weißbleierz, Malachit, Kupferlasur und Zinkspat, anderseits Gyps und Schwerspat. Endlich gehen aus der Zersetzung und Oxydation von Schwefelmetallen Metalloxyde hervor, welche dann das Muttermineral in Form eines feinen Überzuges inkrustieren, nach bergmännischer Ausdrucksweise aus ihm »herausgeblüht« sind. So kommt Molybdänocker auf Molybdänglanz, Antimonocker und Antimonblüte auf Antimonglanz, Arsenikblüte auf Arsenikkies in genetisch bedingter Vergesellschaftung vor. Am auffälligsten machen sich die beschriebenen Zersetzungsvorgänge am Ausgehenden kiesiger Erzlagerstätten bemerklich, welches dann wegen seiner

reichlichen Führung von Rot- und Brauneisenerzen als **eiserner Hut** bezeichnet wird*).

Aus dem **Erdöl** geht durch Aufnahme von Sauerstoff zuerst das zähe Erdpech und dann der feste, muschelig brechende Asphalt hervor, während dort, wo diese pflanzlichen und tierischen Zersetzungsprodukte Gesteine imprägnieren, infolge längeren Zutrittes atmosphärischer Luft eine vollkommene Oxydation des Kohlenstoffes in entweichende Kohlensäure stattfindet. Infolge davon **bleichen** die ursprünglich schwarzen, von Bitumen getränkten Gesteine an der Luft ziemlich rasch, so z. B. viele Brandschiefer und Alaunschiefer, sowie auch die Asphalt-Kalksteine z. B. von Limmer bei Hannover, deren Oberfläche vollkommen weiß wird, während das Innere der Gesteinsstücke noch schwarz oder schwarzbraun ist.

4. **Carbonatbildung durch Zersetzung von Silikaten****).

Kohlensäurehaltige Wasser zersetzen die Silikate von Kalk, Magnesia, Kali, Natron, Eisenoxydul und Manganoxydul, wobei Carbonate dieser Basen gebildet werden und Kieselsäure frei wird. An der Zusammensetzung der Hauptmasse der Erdkruste nehmen Feldspat, Augit, Hornblende einen bedeutenden Anteil. Diese bestehen aber aus kieselsaurer Tonerde oder kieselsaurer Magnesia nebst Alkali-, Kalk-, Eisenoxydul- oder Manganoxydulsilikaten und werden deshalb von der Kohlensäure der Sickerwasser zersetzt. Es resultieren Carbonate von Alkalien, Kalk, Magnesia, Eisen- und Manganoxydul und zugleich wird Kieselsäure ausgeschieden, während das nur schwer angreifbare Silikat von Tonerde nach Aufnahme von Wasser als wasserhaltiges Silikat zurückbleibt. Das Brausen mit Säuren, welches man bei vielen ursprünglich keine Carbonate enthaltenden Diabasen, Basalten und Melaphyren beobachtet, deutet an, daß diese Umwandlung bereits begonnen hat. Die Produkte dieser letzteren, die Carbonate, werden von den Gewässern vollständig ausgelaugt und weggeführt, — ganz zersetzte Gesteine brausen daher nicht mehr mit Säuren. Die ausgeschiedene Kieselsäure ist im Wasser löslich und wird deshalb von letzterem zugleich mit den kohlensauren Alkalien und Erden fortgeführt. Als letzter, schwer angreifbarer Zersetzungsrückstand der ausgelaugten Gesteine bleiben die wasserhaltigen Silikate von Tonerde und z. T. auch der schwer zersetzbaren Magnesia zurück. Diejenigen der Tonerde sind als Ton und Kaolin, die der Magnesia als Chlorit, Serpentin, Speckstein, Talk bekannt; dieselben sind demnach die zurückbleibenden, die Carbonate und Kieselsäure die weggeführten Produkte des Zersetzungsprozesses vieler gemengter krystallinischer Gesteine durch kohlensäurehaltige Sickerwasser. Gesteine, deren Bestandteile in diesem von der Oberfläche

*) Vergl. R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901. S. 388 u. f.

**) Die einschl. Literatur siehe: Roth, Allg. Geologie. I. S. 112 und 300.

nach innen zu fortschreitenden Vorgange begriffen sind, befinden sich im Zustande der Verwitterung. Mit dieser geht eine Auflockerung der Felsmassen und endlich ein Zerfallen derselben zu Grus, tonigem Sand und reinem oder eisenschüssigem Ton Hand in Hand. Meist schreitet dieselbe nicht gleichmäßig, sondern auf Klüften und Rissen des Gesteines besonders rasch vor. Namentlich ist dies bei den Graniten und Syeniten der Fall, welche von einem Netze von Absonderungsklüften durchzogen werden. Diesen folgt die Verwitterung, dringt von ihnen aus beiderseits in das Gestein ein und verwandelt dasselbe in mulmigen Grus (*g* Fig. 35). Als Kerne des so entstehenden Maschenwerkes von Verwitterungsprodukten bleiben rundliche Blöcke von noch festem, frischem Gestein übrig (*G*).

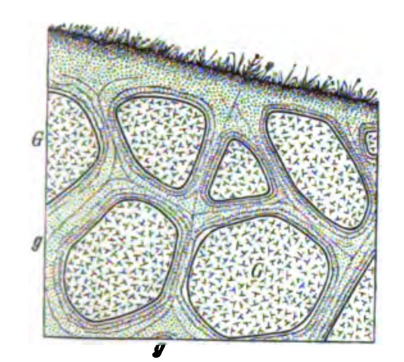


Fig. 35. Verwitterung des Granites. G Granitkerne im mulmigen Granitgrus (g).



Fig. 36. Durch Wegwaschung des Gruses entstandenes Haufwerk von Granitblöcken.

Spülen dann die atmosphärischen Niederschläge die lockeren Zersetzungsrückstände weg, so verlieren die Klötze ihren Halt, stürzen nach den Lücken zwischen ihnen um und bilden nun ein oft gewaltiges Haufwerk von chaotisch aufeinander getürmten, rundlichen, »wollsackähnlichen« Blöcken, die Felsenmeere (Fig. 36; Brocken im Harz, Luisenburg und Kösseine im Fichtelgebirge, Odenwald, Böhmerwald), oder sie ragen im Falle bankförmiger Absonderung des Granites als aus »matratzenförmigen« Bänken aufgebaute Ruinen über die allgemeine Verwitterungsfläche empor (Greifensteine im Erzgebirge, Schnarcher im Harz, Rudolphstein im Fichtelgebirge).

Auf geneigtem Untergrunde werden die gröberen und erdigen Verwitterungsrückstände der Gesteine von den fließenden Gewässern weggespült (Denudation; siehe § 14). Ist dies wegen zu geringer Neigung der Erdoberfläche und deshalb mangelnden Gefälles oder wegen Wasserarmut der Gegend nicht möglich, so bleiben sie als Grus, grandiger Lehm, sandiger, kaolinischer oder eisenschüssiger Ton liegen und bilden eine mit der Zeit an Mächtigkeit (in China, den Anden, California bis zu einer solchen

von mehreren Hundert Metern) zunehmende Decke über dem frischen Gesteine (akkumulierende Zersetzung). Die derartigen noch auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte befindlichen Verwitterungsprodukte werden als Eluvium zusammengefaßt.

Als die weitverbreitetsten Mineralien, welche dem oben beschriebenen Vorgange unterworfen sind, dürften zu nennen sein: Orthoklas, Oligoklas, Labrador, Hornblende, Augit und Olivin.

Der Orthoklas, ein Kalifeldspat, der häufigste Vertreter der Feldspatfamilie, ein Hauptbestandteil des Granites, Gneißes, Granulites, Syenites und vieler Porphyre, besteht aus 1 Teil Tonerde, 1 Teil Kali und 6 Teilen Kieselsäure, wobei jedoch fast immer ein kleiner Teil des Kali durch Natron, Kalk oder Eisenoxydul vertreten wird. Die als Kaolinisierung bezeichnete Verwitterung des Orthoklases ist eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Sie beginnt auf der Außenseite des orthoklasführenden Gesteines und gewöhnlich auf der Oberfläche der Krystallindividuen und dringt von hier aus auf Blätterdurchgängen, Zwillingsnähten, Spältchen und Rissen in das Innere der Orthoklase vor. Diese verlieren zuerst ihren Glanz, werden matt, ihre fleischrote Farbe geht in eine weiße über, es bildet sich eine mit dem Fortschreiten des Prozesses an Dicke zunehmende Rinde; Spaltbarkeit, Härte und Zusammenhalt gehen verloren, aus dem festen krystallinischen Feldspat geht ein weißer, erdiger Ton, der Kaolin, hervor. Diese Umwandlung besteht darin, daß Kali nebst dem etwa in geringen Mengen vorhandenen Kalk, Natron und Eisenoxydul durch kohlensäurehaltige Wasser in Carbonate umgewandelt und ebenso wie ein Teil der Kieselsäure fortgeführt werden, das zurückbleibende Tonerdesilikat hingegen 2 Atome Wasser aufnimmt. Schematisch läßt sich der Kaolinisierungsprozeß wie folgt darstellen:

	SiO^2	$(Al^2)O^3$	K^2O	H^2O
100 T. Orthoklas bestehen aus	64,63	18,49	16,88	—
Entführt werden	43,05	—	16,88	—
Aufgenommen werden . . .	—	—	—	6,47
Es bleiben . . .	21,58	18,49	—	6,47 = 46,5 Kaolin.

So rein tritt indessen der Kaolin kaum auf, enthält vielmehr Reste des Mutterminerales in mehr oder weniger verändertem Zustande.

Die gelöste, aber oft nur auf geringe Entfernung entführte Kieselsäure hat zur Bildung von Konkretionen und Gängen von Opal, Chalcedon, Quarz und Hornstein Veranlassung gegeben, wie sie sich in den Kaolinablagerungen vieler Lokalitäten finden.

Namentlich sind es die Granite und Porphyre, welche durch Verwitterung ihres Feldspatgemengteiles zuerst in ihrem inneren Gefüge

gelockert werden, dann zu Grus zerfallen und durch fortgesetzte Zersetzung des Feldspates Anlaß zur Bildung von Kaolinablagerungen geben. Aus Granit hervorgegangen, finden sie sich in großartigem Maßstabe z. B. bei Karlsbad, bei Schneeberg in Sachsen, auf Bornholm, bei Limoges in Frankreich, bei St. Austell in Cornwall; aus der Zersetzung des Porphyres resultieren die Kaoline von Rasephas bei Altenburg, von Morl und Trotha bei Halle u. a., aus derjenigen des Pechsteines die von Meißen.

Der Sanidin, eine Varietät des Orthoklases, vertritt diesen letzteren in den jüngeren Eruptivgesteinen; er ist demnach ein Hauptbestandteil der Quarztrachyte, Sanidintrachyte und Phonolithe und wird durch die nämlichen Zersetzungsprozesse wie der Orthoklas in Kaolin umgewandelt.

Der Oligoklas, Kalknatronfeldspat, bildet einen wesentlichen Gemengteil des Granites, Quarzporphyres und Trachytes, in welchen er neben Kalifeldspat, sowie des Diorites, Diabases, Melaphyres, Andesites und Plagioklasbasaltes, in welchen er ohne jenen vorkommt. Der Oligoklas verfällt der Kaolinisierung noch schneller als der Orthoklas, deshalb liegen oft in ein und demselben Handstücke neben noch vollkommen unzersetzten und darum stark glänzenden Orthoklasindividuen die bereits matten, erdigen, also schon im Zustande der Verwitterung begriffenen Individuen des Oligoklases. Labrador, Natronkalkfeldspat, ist ein Hauptgemengteil des Gabbros und Hypersthenites, sowie gewisser Diabase, Dolerite und Basalte. Seiner Kieselsäurearmut und seines Kalkreichtums wegen ist der Labrador der am leichtesten zersetzbare aller größere Verbreitung besitzenden Feldspate. Bei beiden Plagioklasen ist es zuerst die Kalkerde, dann das Natron, welche durch die Kohlensäure des Sickerwassers bis zum gänzlichen Verschwinden aus ihrer Verbindung mit der Kieselsäure ausgeschieden und als Carbonate weggeführt werden.

Der tonerdehaltige Augit bildet einen wesentlichen Bestandteil des Diabases, Melaphyres, Dolerites und Basaltes. Durch kohlensäurehaltige Gewässer werden demselben Kalk, Magnesia und Eisenoxydul entzogen, dagegen wird Wasser aufgenommen, so daß nur ein wasserhaltiges Tonerdesilikat zurückbleiben würde. Da aber ein großer Teil des Eisenoxydules als Eisenoxydhydrat wieder ausgeschieden wird, so wird der bleibende Rückstand von einem eisenschüssigen Ton gebildet. Sehr häufig (namentlich in Diabasen) ist die Umwandlung der Augite in grüne, faserige oder schuppige, wasserhaltige Tonerde-, Magnesia-, Eisenoxydulsilikate, und zwar in Grünerde, Chlorit, Viridit, welche auf der gänzlichen oder teilweisen Entführung des Kalkes und dem Zutritt von Wasser, in gewissen Fällen (Grünerde) auch von Alkalien und Eisenoxyden beruht. Bei den Augiten der Diabase wird dieser Prozeß dadurch eingeleitet, daß sich an den Rändern der Augitkrystalle und auf den Sprüngen, welche letztere in Menge durchziehen, eine lauchgrüne, vorherrschend schuppige,

selten faserige Substanz (Chlorit, Viridit) bildet. Bei weiterer Umwandlung des Gesteines nimmt das chloritische Mineral auf Kosten des Augites an Masse und Verbreitung zu, so daß vom Augite nur noch rudimentäre Krystallbrocken übrig bleiben. Schließlich verschwinden auch diese vollständig und werden durch dunkelgrünen Chlorit ersetzt. Hand in Hand mit diesem Prozesse geht die Ausscheidung von Magneteisenerz. Zu ganz ähnlichen Resultaten führt die Verwitterung der tonerdehaltigen Hornblende.

Aus tonerdefreien Augiten und Hornblenden hingegen resultiert durch Entführung des Kalkes, ferner eines Teiles des Eisens, sowie durch Wasseraufnahme ein wasserhaltiges Magnesiasilikat, der Serpentin. Ganze Lager des letzteren Gesteines in den Vogesen, in der Oberpfalz, im sächsischen Granulitgebirge, im Böhmerwalde u. a. O. sind auf diese Weise aus Amphibol- oder aus Pyroxengesteinen hervorgegangen.

Auch Olivin, ein Magnesia-Eisenoxydulsilikat mit 40,98 Kieselsäure, 49,18 Magnesia und 9,84 Eisenoxydul, ein Bestandteil des Basaltes, der Melaphyre, gewisser Gabbros und Diabase, namentlich aber der Olivingesteine selbst, zersetzt sich ziemlich rasch in Serpentin. Diese Umwandlung beruht im wesentlichen auf der Aufnahme von Wasser und gleichzeitiger Ausscheidung des Eisens, welches sich als Oxyd, Oxydul und Oxyduloxyd wieder ablagert. Die einzelnen Stadien dieses Serpentinisierungsprozesses des Olivins lassen sich an Dünnschliffen olivinhaltiger Gesteine mit dem Mikroskop auf das genaueste verfolgen. Da die Umwandlung naturgemäß von außen beginnt, und nach innen fortschreitet, so ergreift sie zuerst den Rand des Olivinkornes und verwandelt hier dieses ursprünglich vollkommen klare, licht grünlichgraue Mineral in eine dunkelgrüne, grasgrüne oder bräunliche, meist feinfaserige, von Eisenerzkörnchen gespickte Serpentinsubstanz, welche, den Spältchen und Rissen des Minerales folgend, sich in Form von netzartigen Strängen nach dem Inneren desselben fortsetzt (Fig. 37). Da der Angriff von allen sich wirr kreuzenden Kapillarspalten und den Rändern aus gleichzeitig beginnt, so erhält ein solcher Olivin eine charakteristische Maschenstruktur; nur die Zentren der Maschen sind dann noch Olivin, das Netz ist Serpentin (Fig. 38). Von den Spältchen aus verbreitet sich die Serpentinisierung allmählich über die ganze Mineralsubstanz. In Dünnschliffen von Basalt, Melaphyr, Serpentin u. a. Gesteinen ist dieser Serpentinisierungsprozeß des Olivins ungemein häufig zu beobachten. Auch makroskopisch läßt sich die Umwandlung des Olivines in Serpentin und zwar am vortrefflichsten an den bekannten Olivinkrystallen von Snarum in Norwegen verfolgen. Zahlreiche ausgedehnte und mächtige Lager von Serpentin sind aus derartiger Umwandlung olivinreicher Gesteine hervorgegangen; in vielen von ihnen, so in denen von Zöblitz, Niederschlesien Todtmoos, Feistritz, Kraubat, Matrey, Brünn u. a. O., sind die Beweise ihres

Ursprunges dadurch gegeben, daß sich in ihnen noch Olivinkörnchen erhalten haben. Bei den aus Hornblendegesteinen hervorgegangenen Serpentinen tritt an Stelle der unregelmäßigen Maschenstruktur eine den Spaltrichtungen der Hornblende folgende regelmäßige Gitterstruktur.*)

Der Zersetzungsprozeß der letztgenannten Gesteinsgemengteile, also von Kalknatronfeldspat, Augit und Olivin durch die Tagewasser geht in großem Maßstabe, z. B. in dem wesentlich aus jenen drei Mineralien zusammengesetzten Plagioklasbasalte vor sich. Die kohlensäurehaltigen

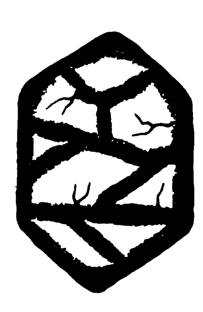


Fig. 37. Ein in Serpentinisierung begriffenes Olivinkorn mit Maschenstruktur. Nach *Zirkel.*

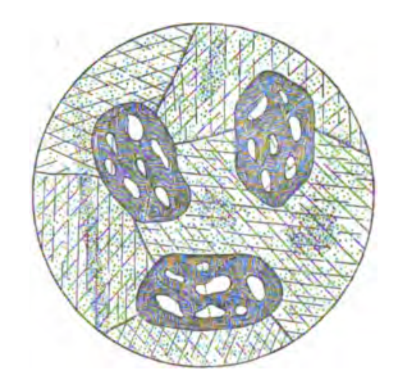


Fig. 38. Krystallinischer Kalk mit Körnern von Serpentin, letztere mit Resten von frischem Olivin. Nach *Zirkel.*

Wasser dringen in die anscheinend dichte Basaltmasse und beginnen die in deren Gesteinselementen enthaltenen Silikate von Kalk, Natron, Kali und Eisenoxydul in Carbonate umzuwandeln. In diesem Zustande braust der Basalt bei Berührung mit Säuren. Anhaltende Zirkulation der Sickerwasser in diesem Gesteine bedingt die allmähliche Auslaugung der Carbonate, zugleich aber die Fortführung der aus ihren Verbindungen ausgeschiedenen Kieselsäure. Dann beginnt auch die Zersetzung der kieselsauren Magnesia und die Fortführung des entstehenden Carbonates. Den milden, weichen, tonigen Rückstand bildet die kieselsaure Tonerde, welche Wasser aufgenommen hat und das aus Oxydation des Eisenoxydules oder Eisenoxydoxydules hervorgegangene Eisenoxydhydrat; sie repräsentieren als eisenschüssiges wasser- und zum Teil auch noch magnesiahaltiges Tonerdesilikat (Basaltwacke und Wackenton) das Residuum des Zersetzungsprozesses des Plagioklasbasaltes, welcher ursprünglich bestand aus: 43—50 Kieselsäure, 14—16 Tonerde, 11—15 Eisenoxydul und Eisenoxyd, 10—12 Kalk, 4—9 Magnesia, 1—2 Kali, 3—5 Natron, 1—2 Wasser. An anderen Stellen wird aus dem Basaltgestein außer dem Calcium, Natrium, Kalium und

*) Über Serpentinisierung vergl. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. 1894. III. S. 377. Literatur S. 404.

Magnesium auch noch fast die gesamte Kieselsäure weggeführt, so daß ein Gemenge wesentlich von wasserhaltigem Tonerde- und von Eisenhydroxyd (Bauxit) zurückbleibt, in welchem die Struktur des Muttergesteines noch auf das zierlichste erhalten ist (Gegend von Gießen und Hanau).

Auf ähnliche Weise entsteht der Laterit durch die stetig bis zu großer Tiefe fortschreitende Zersetzung der krystallinischen Gesteine feuchter Tropenregionen, mit der die Extraktion der gesamten Kieselsäure und alkalischen Bestandteile sowie die rasche Oxydation der Eisenverbindungen in intensiv rote, braune oder gelbe Eisenoxyde verbunden ist*).

Nicht nur die Massengesteine, sondern auch fast die sämtlichen übrigen Felsarten verfallen an ihrer Oberfläche unter der Einwirkung der oben geschilderten hydrochemischen Prozesse der Verwitterung, dadurch der Lockerung und schließlich der Auflösung zu einem mit Gesteinsbrocken und -scherben gespickten Verwitterungsboden, der Dammerde oder Ackererde.

Aus dem Inhalte der letzten Seiten geht hervor, daß das Wasser in der vielfältigsten und erfolgreichsten Weise bestrebt ist, **dem Gebirgsinneren Material zu entziehen.** Viele Mineralsubstanzen löst es direkt (Steinsalz, Kalkstein), andere, die ihm widerstehen, wandelt es vorher in lösliche um (Eisenkies in Eisenvitriol, Kupferkies in Kupfer- und Eisenvitriol, Anhydrit in Gyps), um sie dann zu entführen, noch andere schwer lösliche zersetzt es mittels seines Kohlensäuregehaltes und bemächtigt sich aller dann löslichen Elemente (der Alkalien, des Kalkes, des Eisenoxydules und eines Teiles der Magnesia und der Kieselsäure der Feldspate, Hornblenden, Augite und Olivine), so daß wenigstens eine teilweise hydrochemische Entführung des ursprünglichen Gesteines stattfindet, während die Residua dem mechanischen Transporte durch die fließenden Gewässer überliefert werden. Kurz, überall tritt die Tendenz des Wassers hervor, entweder die Gesteinselemente direkt zu lösen, oder nach Zersetzung unlöslicher Verbindungen wenigstens einen Teil derselben zu entführen. Gewisse Reaktionen gegenseitig aufeinander einwirkender Minerallösungen verzögern freilich diesen Prozeß der Auslaugung dadurch, daß von neuem schwer lösliche Verbindungen entstehen. Dieser Umstand tritt z. B. ein, wo kieselsaure Alkalien mit schwefelsaurer Magnesia oder Chlormagnesium in Berührung gelangen, wobei kieselsaure Magnesia gebildet wird, ferner wo durch Schwefelwasserstoff aus kohlensauren und kieselsauren Metallsalzen Schwefelmetalle gefällt werden. Solche Vorgänge halten den Auslaugungsprozeß, welchem die Lithosphäre unterworfen ist, zwar auf, gleichen ihn aber bei weitem nicht aus. In den wasserhaltigen Silikaten

*) Pechuel-Lösche, Ausland. 1884. S. 402. — Posewitz, Peterm. geogr. Mitt. 1887. S. 20. — Schenck, Z. d. D. g. Ges. 1890. S. 610. — J. Walther, Einleit. in d. Geologie. 1894. S. 803—811. — S. Passarge, Ber. d. VI. internat. Geographen-Congresses. London 1895. — M. Bauer, N. Jahrb. 1898. II. S. 192.

der Tonerde und Magnesia sehen wir die nur in geringem Maße angreifbaren, nicht aber die gänzlich unlöslichen Rückstände des Extraktionsprozesses der Gesteine vor uns.

Die Lösungen, in welche die ursprünglich reinen Sickerwasser durch letzteren umgewandelt werden, sind hauptsächlich solche der

Carbonate von Kali, Natron, Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Manganoxydul;

Sulfate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Kupferoxyd und anderen selteneren Metallen;

Silikate von Alkalien, Kalk, Magnesia, Tonerde, Eisenoxyden;

Kieselsäure;

Chlorüre, namentlich des von Natrium, sowie Fluoralkalien.

Diese Lösungen werden zum Teil, ohne weitere Veränderungen zu erleiden und ohne neue Verbindungen und Zersetzungen einzugehen, als Mineralquellen zu Tage oder in unterirdische Hohlräume treten und dort durch Verlust eines Teiles der Kohlensäure oder durch Verdunstung des Wassers ihre Bestandteile wieder absetzen. Andere jener Lösungen aber leiten durch ihr Zusammentreffen direkt neue chemische Vorgänge entweder gegenseitig unter sich oder durch Einwirkung auf mineralische Gesteinsgemengteile ein, wobei dem Spiel der chemischen Wahlverwandtschaften ein weites Feld eröffnet ist.

§ 4. **Unterirdische Absätze aus Mineralsolutionen (Sekretionen).** Wenn die durch Auslaugung des Gebirgsinneren von Seiten reiner oder kohlensäurehaltiger Wasser entstandenen Mineralsolutionen mit atmosphärischer Luft in Berührung gelangen, verdunstet ein Teil des Wassers oder der Kohlensäure und die aufgelösten Mineralsubstanzen scheiden sich zum Teile aus. Zu diesem Vorgange der Sekretion bietet sich innerhalb der Erdkruste auf Gesteinsfugen, in Spalten, Höhlen- und Blasenräumen Gelegenheit.

Wo von haarspaltenartigen Rissen und Schichtfugen, z. B. des Kalksteines, im Gesteine zirkulierende Lösungen von Eisen- und Mangancarbonaten eingesogen werden, scheiden sich Eisen- und Manganhydroxyd in Form außerordentlich zierlicher moos- oder baumartiger Silhouetten als **Dendriten** ab.

In den Blasenräumen vulkanischer Gesteine setzen sich deren wässerige Extraktionsprodukte zum Teil als **Mandeln** wieder ab und verwandeln das ursprünglich blasige Gestein in einen Mandelstein. So werden die Blasenräume der Melaphyre von Grünerde, Chalcedon, Quarz, Amethyst und Kalkspat nebst Zeolithen und Prehnit, diejenigen der Diabase namentlich von Kalkspat, sowie von Quarz und Chlorit ganz oder teilweise ausgefüllt, welche von der Zersetzung der Augite und Plagioklase dieser altvulkanischen Gesteine herrühren, wobei letzteren Kalkcarbonat und Kieselsäure

entführt (s. S. 101) und in den Blasenräumen wieder abgesetzt werden. Die Zeolithe, so Natrolith, Skolecit, Desmin, Stilbit, Analcim und Chabasit, welche die häufig nicht gänzlich ausgefüllten, also drusigen Blasen auskleiden, verdanken ihr Material den Silikaten von Kalk, Natron, Kali und Tonerde, welche bei der Zersetzung der Gesteinsbestandteile von Seiten der Gewässer nicht vollständig in Carbonate umgewandelt, sondern zum Teil als Silikate fortgeführt wurden, und bestehen gewissermaßen aus regenerierter, wasserhaltiger Feldspatsubstanz. Deshalb finden sich diese Zeolithe nur in den Hohlräumen von Gesteinen, welche leicht zersetzbare Feldspate enthalten, nicht aber in Orthoklasgesteinen wie Granit und Quarzporphyr, und aus diesem Grunde kommen auch natron- und kalkhaltige Zeolithe häufiger vor als kalihaltige.

Sehr häufige Erscheinungen sind Basaltmandelsteine, in deren ursprünglichen Blasenräumen sich Chalcedon, Opal, Hyalit, Quarz, Amethyst. Kalkspat, Aragonit, Sphärosiderit, Dolomitspat, Grünerde, Desmin, Stilbit, Natrolith, Analcim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Laumontit, Prehnit und andere Silikate angesiedelt haben, welche dem nämlichen Extraktionsprozesse ihren Ursprung verdanken. Letzteres gilt auch von den in den Basalten, Diabasen und Melaphyren nicht seltenen Nestern und Adern von Kalkspat.

In den Phonolithen widersteht zwar der Sanidin als Kalifeldspat der Zersetzung hartnäckiger, dahingegen begünstigen zwei andere natronreiche und sehr leicht zersetzbare Gemengteile, der Nephelin und Nosean, die Bildung von Zeolithen und zwar namentlich von Natrolith, welcher begleitet von Desmin, Apophyllit, Chabasit, Analcim, Kalkspat und Hyalit fast überall, wo Phonolithe auftreten, die Drusen- und Spaltenräume dieses Gesteines auskleidet, während deren Umgebung oft förmlich ausgelaugt erscheint.

Ähnliche Neubildungen von Mineralien und zwar namentlich von Zeolithen, wie sie in den Blasenräumen der in Zersetzung begriffenen Gesteine sich vollziehen, sind von Daubrée aus dem Mauerwerke altrömischer Bäder, z. B. von Plombières in den Vogesen beschrieben worden*). Hier haben sich in den Poren, Höhlungen und Klüften der von den silikathaltigen Thermalwassern durchströmten Ziegelsteine und des Mörtels, ganz wie in den Melaphyr-, Phonolith- und Basaltmandelsteinen, Krystallgruppen und Aggregate von Chabasit, Harmotom, Mesotyp, Apophyllit, Gismondin, Kalkspat und Aragonit, ferner Inkrustate von Opal, Hyalit und Chalcedon angesiedelt.

Ebenso wie in Blasenräumen konnten die der Gesteinsauslaugung entstammenden Solutionen ihren Mineralgehalt in Spalten und Klüften

*) A. Daubrée, Experimental-Geologie. Deutsch von A. Gurlt. Braunschweig 1880. S. 138 und Eaux souterraines aux ép. anciennes. Paris 1887. S. 30.

absetzen, durch deren allmähliche Ausfüllung dann **Mineralgänge und -trümer** entstehen. Die mineralische Zusammensetzung derselben ist dann durchaus abhängig von der petrographischen Beschaffenheit ihres Nebengesteines. So stammt der Kalkspat vieler Gänge und Trümer von der direkten Auflösung der benachbarten Kalksteine (daher die Häufigkeit von Kalkspattrümern in durch Gebirgsdruck zerklüfteten Kalksteinkomplexen) oder von der Zersetzung der Kalksilikate des Nebengesteines (z. B. bei den Kalkspattrümern im Diabas). Der Quarz ist vorwiegend ein Absatz aus Gewässern, welche sich bei der Zersetzung von Silikatgesteinen mit der freiwerdenden Kieselsäure beladen (Quarzgänge im Granit), oder benachbarte Kieselgesteine extrahiert haben (Quarztrümer im Kieselschiefer). Gänge und Trümer von Schwerspat entstehen in Spalten, in denen die Solution löslicher Baryumsalze (Chlorbaryum, Baryumcarbonat), welche aus dem krystallinischen oder sedimentären Nebengestein extrahiert worden sind, mit Sulfate führenden Wassern zusammentrifft *).

Das Auftreten von Erzen in Gangspalten ist dadurch bedingt, daß lösliche Metallsalze durch Gewässer in jene geführt und darin, falls hier gewisse Bedingungen erfüllt sind (Reaktionen, Verdunstung), als schwerlösliche Schwefelmetalle und Metalloxyde abgeschieden werden. Der Ursprung dieser Metallsalzlösungen ist ein höchst mannigfaltiger. In vielen Fällen entstammen dieselben den Nachbargesteinen, sind diesen durch die Sickerwässer entzogen und den Spalten zugeführt worden (Lateralsekretion). Hierbei rühren sie oft als Metallsulfate von der Vitriolisierung von Schwefelmetallen (S. 97) her, wie solche den Gesteinen sehr gewöhnlich in größeren oder geringeren, zum Teil mikroskopischen Dimensionen und schwankenden Mengen beigemischt sind. Anderseits werden aber auch durch Zersetzung der in den Glimmern, Hornblenden und Augiten der Gesteine enthaltenen Silikate von Eisen und Mangan, sowie spurenweise auch wohl von Kupfer, Blei, Kobalt und Nickel von seiten kohlensäurehaltiger Wasser (S. 98) Carbonate gebildet, die mit der ausgeschiedenen Kieselsäure in die Spaltenräume gelangen können. Endlich gehen auch direkte Lösungen der Silikate und Carbonate von Metallen und zwar namentlich von Eisen und Mangan in den Nebengesteinen und deren Zuführung zu den Gangspalten vor sich. In diesen letzteren fand also einerseits eine Ansammlung von Sulfaten, Carbonaten und Silikaten von Metalloxyden statt, auf der anderen Seite war stellenweise die Möglichkeit des Zutrittes von schwefelwasserstoffhaltigen Gewässern geboten. Fand dieses Gas Zutritt zu den Metallsalzsolutionen, so gelangten Schwefelmetalle zur Ausscheidung. Dort hingegen, wo kein Schwefelwasserstoff in die Spalten trat, da schieden sich die Erze als schwerlösliche Metallsalze, als Carbonate und Silikate oder

---

*) R. Delkeskamp, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902. S. 117.

in Verbindung von Metallsäuren aus. So sind die Gänge von Brauneisenstein und Spateisenstein auf die Weise entstanden, daß kohlensaures Eisenoxydul, welches aus direkter Lösung oder aber aus Zersetzung der Silikate des Eisens hervorging, in die Gangspalten geführt wurde, wo es sich, je nachdem die atmosphärische Luft Zutritt hatte oder nicht, als Eisenoxydhydrat (Brauneisenstein) oder als kohlensaures Eisenoxydul (Spateisenstein) absetzte, während durch Beimischung von schwefelwasserstoffhaltigem Wasser Schwefelkies resultierte. Anderseits sind z. B. auch die Gänge und Trümer von Garnierit (Nickel-Magnesium-Silikat) in serpentinisierten Olivingesteinen von Frankenstein in Schlesien, Revda im Ural, Riddle in Oregon u. a. O. durch direkte Auslaugung dieser Silikate beim Serpentinisierungsprozeß der ursprünglichen, schwach nickelhaltigen Olivingesteine zustande gekommen.

Nach Analogie mit diesen und vielen anderen ähnlichen Vorgängen glaubte Sandberger, wie vor ihm bereits Forchhammer, die Entstehung sämtlicher Erzgänge auf Lateralsekretion zurückführen zu können. Die Quelle der so außerordentlich mannigfaltigen Erzführung der Gänge erblickte er in den Metallsilikaten der Bestandteile ihres direkten Nebengesteines, welche ausgelaugt und in die Gangspalten geführt worden seien *). Stelzner wies jedoch die Unhaltbarkeit dieser Anschauung nach **). An ihre Stelle ist die Thermaltheorie getreten, welche die Ausfüllung der Spalten durch taube und metallhaltige Gangmineralien auf Mineralquellen, meist von hoher Temperatur zurückführt, die aus großen Tiefen emporgestiegen sind. Über die ursprüngliche Heimat aber und die eigentliche Herkunft der Gangerze und -metalle herrscht noch keine Klarheit ***). Nicht selten haben derartige mineralische Thermalwasser von den Gangspalten aus deren Nebengestein mit Mineralsubstanzen und zwar namentlich mit Erzpartikeln oder mit Kieselsäure imprägniert, oder dasselbe auf hydrochemischem Wege mineralisch verändert (Thermalmetamorphose).

Eine Verallgemeinerung jeder der beiden obigen Theorien auf die Gesamtheit der Erzgänge würde den natürlichen Verhältnissen nicht entsprechen. Vielmehr können zweifellos beide Wege zur Entstehung von Erzgängen

---

*) Sandberger, Berg- und Hüttenm. Zeit. 1877. Nr. 44 und 45. 1880. Nr. 33. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 350; Untersuch. über Erzgänge. I. 1883. II. 1885.

**) Stelzner, Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 644; N. Jahrb. 1881. II. S. 208; Berg- und Hüttenm. Zeit. 1880. Nr. 3; Festschrift d. Isis. 1885. S. 46; Die Lateralsekretions-Theorie. Freiberg 1889; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896. S. 377.

***) Pošepny, On the Genesis of Ore-Deposits. Together with the Discussion thereof. New York. 1895. — J. H. L. Vogt, Über die relat. Verbreitung d. Elemente, besonders der Schwermetalle und über die Konzentration des ursprüngl. fein verteilten Metallgehaltes zu Erzlagerstätten. Z. f. prakt. Geol. 1898. S. 225, 314, 377, 413 und 1899. S. 10. — R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901. S. 434—455.

führen und zwar nicht nur getrennt, sondern sogar gemeinsam in ein und derselben Spalte, sobald in einer solchen mineralische Lösungen aus dem Nebengestein und Thermalsolutionen zusammentreffen und durch Diffusion Mineralausscheidungen bewirken.

In ganz ähnlicher Weise wie auf Spalten konnten die mit Mineralsubstanzen beladenen, unterirdisch zirkulierenden Gewässer auf **Höhlen** treffen und hier einen Teil ihrer Last absetzen. Am gewöhnlichsten war dies mit Lösungen von doppeltkohlensaurem Kalke der Fall, aus welchen sich bei der Verdunstung des Wassers oder nach Verdrängung der halb gebundenen Kohlensäure durch die atmosphärische Luft kohlensaurer Kalk als Tropfstein ausscheidet. Dieser bildet dort, wo die Solution sich auf den Wandungen der Höhle ausbreitet, mehr oder weniger dicke Inkrustationen (Höhlensinter), an Punkten aber, an denen die Wassertropfen so langsam fallen, daß sie an der Höhlendecke hängen bleiben, bis sich ein Teil



Fig. 39. Tropfsteingebilde der Adelsberger Höhle in Krain.

des Kalkspates ausscheidet, resultieren eiszapfenartige Gebilde von Kalksinter, die Stalaktiten. An den Stellen, wo die fallenden Tropfen aufschlagen, findet der Absatz des letzten, bis dahin noch in Lösung befindlichen Restes von kohlensaurem Kalke statt, der zur Bildung von Stalagmiten Veranlassung gibt. Diese wachsen allmählich in die Höhe, also den Stalaktiten entgegen, bis sie sich zuweilen mit diesen vereinen und dann Kalksintersäulen (Orgeln) bilden. Nicht immer ist es rhomboëdrischer kohlensaurer Kalk, Kalkspat, welcher auf diesem Wege zum Absatze gelangt, sondern zuweilen auch Aragonit, so namentlich in der Höhle von Antiparos. Höhlen im Kalksteingebirge, in welchen sich Stalaktiten finden, sind außerordentlich häufig. Jede derselben ist ein lehrreiches Beispiel dafür, daß Gewässer, welche durch Spalten und Klüfte des

Kalksteines sickern, mit Hilfe freier Kohlensäure kohlensauren Kalk auflösen und denselben in Hohlräumen infolge langsamer Verdunstung des Wassers und der Kohlensäure wieder absetzen. Seltener sind die Fälle, wo in Höhlen Schwefelmetalle in ähnlicher Weise wie in Spalten zur Ablagerung gelangten. Die großartigsten hierher gehörigen Vorkommnisse sind die Bleiglanz-, Schwefelkies- und Zinkblendeabsätze in den Höhlen des dolomitischen Silurkalkes der Bleiregion am oberen Mississippi, an deren Wandungen sie nicht nur als fußdicke Krusten auftreten, sondern auch in liniendicken Lagen mit Kalksinter abwechselnd die regelmäßigsten Stalaktiten bilden, welche dann auf dem Querbruche lauter konzentrische Ringe jener Erze und zwischen diesen solche von Kalksinter zeigen. Ganz ähnliche Höhleninkrustate und z. T. zapfenartig herabhängende Stalaktiten von Bleiglanz und Blende finden sich in den im triadischen Dolomit aufsetzenden Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten. Ebenfalls verhältnismäßig seltene Erscheinungen sind die von Bergkrystall ausgekleideten Höhlen im Granite, die sogenannten Krystallkeller. Sie finden sich z. B. im Granite des Riesengebirges, sowie der Alpen, namentlich in Savoyen und in der Schweiz. Besonders berühmt sind die Krystallhöhlen des Zinkenstockes im Berner Oberlande und jene des Viescher Tales und von Naters in Oberwallis, welche letztere Quarzkrystalle von mehr als einem Meter Durchmesser geliefert hat.

§ 5. **Mineralquellen und deren Absätze** *). Diejenigen in Lösung befindlichen Mineralsubstanzen, welche weder in Blasenräumen noch in Höhlen oder Spalten zum Absatz gelangten, führen die Quellen der Erdoberfläche zu, auf welche die Wasser ursprünglich als reines Regenwasser niedergefallen waren, um jetzt nach zurückgelegter unterirdischer Laufbahn als Mineralquellen zu derselben zurückzukehren. Am reichsten an mineralischem Gehalt sind (abgesehen von den S. 48 besprochenen heißen Quellen) die Sauerquellen, welche in der Kohlensäure ein außerordentlich wirksames Lösungs- und Zersetzungsmittel besitzen, während die gewöhnlichen Quellen viel weniger mineralische Substanzen mit fortführen. Sehr selten finden sich Quellwasser, welche nicht wenigstens Spuren von Chlorüren, in den meisten Fällen von Chlornatrium, neben diesem von Chlorkalium und Chlormagnesium zeigen. Es ist dies selbst bei solchen der Fall, welche aus Granit, Porphyr, Syenit, Basalt und Trachyt emporbrechen. Quellen, welche einen bedeutenden Prozentsatz von Chlornatrium aufgelöst enthalten, bezeichnet man als Solquellen, in denen neben Chlorüren meist auch Brom- und Jodverbindungen enthalten sind. Von Sauerstoffsalzen sind Lösungen der Carbonate von Kalk, Magnesia, Kali, Natron und Eisenoxydul

*) Spezielleres bezüglich § 5 und 6, namentlich erschöpfende Zusammenstellungen von Analysen siehe in Roth, Allgem. und chem. Geologie. I. 1879. S. 437—621. — H. Haas, Quellenkunde. 1895. S. 128—164. — L. de Launay, Origine des eaux thermo-minérales, géologie, propriétés phys. et chim. Paris 1899.

am häufigsten; sie resultieren zum großen Teile aus der Zersetzung von Silikatgesteinen (siehe S. 98). Die Großartigkeit dieses Prozesses geht aus folgendem Beispiel hervor: 5000 kg Wasser eines Säuerlings, welche nur 0,7 kg kohlensaures Natron (eine verhältnismäßig sehr unbeträchtliche Menge) enthalten, mußten zur Erlangung dieses letzteren 3,3 kg Natronfeldspat zersetzen. Eine derartige Mineralquelle, welche (wie z. B. eine solche in der Umgebung von Burgbrohl) in 24 Stunden 38181 kg Wasser liefert, verlangt daher für diese Zeit die vollständige Zersetzung von 25, mithin für ein Jahr von 9552 kg Natronfeldspat, um die in ihr enthaltene Menge von kohlensaurem Natron erwerben zu können. Da nun die Zahl der kohlensaure Alkalien führenden Säuerlinge außerordentlich bedeutend ist, so kann man auf die enorme Tragweite des durch sie eingeleiteten Zersetzungsprozesses schließen. Die meisten der kalk- und magnesiacarbonathaltigen Quellen entstehen durch direkte Extraktion des Kalksteines und Dolomites, sind deshalb in Gegenden, an deren Aufbau die genannten Gesteine einen wesentlichen Anteil nehmen, allgemein verbreitet und werden als harte, die eisencarbonathaltigen hingegen als Stahlquellen bezeichnet.

Nächst den Chlorüren und Carbonaten sind unter den in Wasser löslichen Mineralsubstanzen die schwefelsauren Salze die häufigsten und walten in manchen Mineralquellen vor den übrigen Bestandteilen vor, so das schwefelsaure Natron in den Karlsbader, Marienbader und Franzensbader Quellen und der Gyps in sehr vielen Gewässern. Kieselsaure Alkalien kommen in vielen Quellwassern, welche aus Granit-, Gneiß- und Porphyruntergrund hervorbrechen, wenn auch meist nur in geringer Menge vor.

Die Schwefelquellen enthalten außer Schwefelwasserstoff meist noch Schwefelnatrium und Schwefelcalcium, sowie Sulfate (Aachen, Aix).

Quellabsätze von kohlensaurem Kalke aus harten Quellen gehören zu den gewöhnlichsten Erscheinungen, von denen die an Kalkstein reichen Gegenden Deutschlands zahllose Beispiele liefern, unter welchen die Erwähnung der Kalktuffablagerungen von Neckarelz, Cannstatt (15—20 m mächtig), von Tonna bei Gotha, von Weimar, von Vlotho genügt. Kaum irgend ein Land vermag indessen so ausgezeichnete Kalksinterabsätze aufzuweisen als Italien, wo die kalkreiche Kette der Apenninen das Material dieser Travertinablagerungen liefert. Am reichlichsten und großartigsten geht die Travertinbildung an den Kaskaden von Tivoli vor sich. Andere ebenfalls recht mächtige Ablagerungen von Kalktuff entstehen aus Gypsquellen, aus welchen durch bei der Vermoderung von Pflanzen erzeugtes Ammoncarbonat das Calciumcarbonat niedergeschlagen und Schwefelwasserstoff geliefert wird. Solchen Ursprungs sind z. B. die Kalktuffe und Schwefelquellen von Langensalza und Tennstedt, sowie verschiedener Orte in Livland *). Auch Absätze von

*) B. Doss, N. Jahrb. 1897. I. S. 105.

Eisenoxydhydrat bilden sich an zahlreichen Punkten, so in der Umgebung des Laacher Sees, vor unseren Augen aus Eisensäuerlingen. Man hat berechnet, daß die Mineralquellen jener Gegend in 1000 Jahren ein Eisenockerlager von ungefähr $1/8$ Quadratmeile Größe und $1/3$ m Mächtigkeit absetzen können. Aus der bereits erwähnten Solquelle von Neusalzwerk in Westfalen setzen sich sehr beträchtliche Mengen von Kalksinter und Eisenocker, jedoch in sehr ungleichen Verhältnissen ab. In der Nähe der Ausflußöffnung schlägt sich Eisenoxydhydrat nebst wenigem kohlensauren Kalke nieder, während in größerer Entfernung von jener der kohlensaure Kalk vorherrscht. Dies ist die Folge davon, daß das Eisenoxydulcarbonat durch Oxydation viel rascher zersetzt wird und Eisenhydroxyd liefert, als das Entweichen der das Kalkcarbonat lösenden Kohlensäure stattfindet. Es zeigt dieses Beispiel, wie sich aus ein und derselben Quelle Lager oder Gänge bilden können, welche teils aus Eisenocker, teils aus Kalk bestehen. Die Solquelle von Neusalzwerk bringt jährlich 376 cbm kohlensauren Kalk und 17 cbm Eisenoxydhydrat auf die Erdoberfläche, kurz erfüllt die Bedingungen zur Bildung der mächtigsten Brauneisenstein- und Kalkspatablagerungen, wenn solche Gewässer Jahrtausende fließen. In ähnlicher Weise wie kohlensaurer Kalk bilden sich z. B. in Oberschlesien und bei Stollberg unfern Aachen aus den dortigen Erzlagerstätten entquellenden Wassern Inkrustate von Zinkspat. Neben Carbonaten sind Quellabsätze von Kieselsäure (siehe S. 49), von Eisenkies (z. B. bei Burgbrohl), namentlich aber von Gyps bekannt. Letztere entstehen überall da, wo gypshaltige Gewässer verdunsten; daher finden sich Gypskrystalle und Gypsinkrustate häufig in Tonlagern, in Mergeln, in Geröll- und Sandablagerungen, an den Wandungen von Grubenbauten und längs der Meeresküste sowie in der Umgebung verdunstender Salzseen. Viele Schwefelquellen setzen Schwefel ab, der aus der Oxydation des Schwefelwasserstoffes entsteht.

§ 6. **Dem Meere zugeführte Mineralsubstanzen.** Die mineralischen Substanzen, welche sich aus ihren wässerigen Lösungen weder in Hohlräumen des Erdinneren, noch bei dem Austritte der Quellen an die Tagesoberfläche absetzen, werden den Bächen und Flüssen und von diesen dem Meere zugeführt. Aus der Untersuchung zahlreicher Ströme hat sich herausgestellt, daß unter allen ihren anorganischen Bestandteilen der kohlensaure Kalk in größter Menge vorkommt, so daß z. B. der Rhein in 10000 Teilen seines Wassers 1,6 bis 2,5 Teile gelöster Bestandteile und darunter etwa 1 Teil Kalkcarbonat enthält und die Themse dem Meere jährlich mehr als 360 Millionen kg dieses Carbonates zuführt. Kohlensaure Magnesia findet sich in den Flüssen nur in der geringen Menge, in welcher dieses Carbonat in der Regel den Kalksteinen beigemischt ist; nur dort, wo die Gewässer dolomitische Gesteine durchschneiden, wird ihr Gehalt an kohlensaurer Magnesia etwas bedeutender. Ähnliches gilt von den Sulfaten von

Kalk und Magnesia. Die Menge der Chlorüre jedoch, welche dem Meere zugeführt werden, ist meist eine sehr unbedeutende; noch unbeträchtlicher ist der Kieselsäuregehalt der Flüsse. Die 9,5 Milliarden Kubikmeter Wasser, welche Böhmen im Jahre 1877 bei Tetschen durch die Elbe verließen, entzogen deren 880 Quadratmeilen großem böhmischen Flußgebiete 1530 Millionen kg, oder 1177000 Kubikmeter fester Substanzen, und zwar 776 Mill. kg in suspendiertem und 754 Mill. kg in gelöstem Zustande und unter letzteren 66 Mill. kg Kalkerde, 49 Mill. kg Magnesia, 36,5 Mill. kg Kali, 69,6 Mill. kg Natron, 83 Mill. kg Chlor, 120 Mill. kg Schwefelsäure und 1,5 Mill. kg Phosphorsäure*).

Der mineralische Gehalt der Flüsse ist großen Schwankungen unterworfen. Im Sommer und Winter, also in der trockenen Jahreszeit und in der, wo der Boden mit Schnee und Eis bedeckt ist, sind es nur die Quellen, welche die Flüsse speisen, dann ist der Mineralgehalt derselben am bedeutendsten. Zur nassen Jahreszeit hingegen, wo die Regen- und Schneewasser bei weitem mehr als die Quellwasser betragen, sinkt der Gehalt an aufgelösten Bestandteilen herab und wird von den mechanisch suspendierten Teilchen stark überwogen.

Die Quantität der von den Flüssen dem Meere zugeführten mineralischen Bestandteile erscheint auf den ersten Blick sehr unbedeutend, stellt sich jedoch in ihrer wahren Größe dar, sobald man die enormen Wassermassen in Betracht zieht, welche stetig dem Ozeane zuströmen. Da Flüsse wie der Rhein, die Donau, die Rhône und die Elbe mindestens $^1/_{6000}$ mineralische Substanzen in aufgelöstem Zustande enthalten, so führen sie dem Meere in 6000 Jahren soviel der letzteren zu, als das Gewicht ihrer jährlichen Wassermasse beträgt, — genügende Mengen, um im Laufe längerer geologischer Zeiträume das Material zu den mächtigsten Steinsalz-, Kalkstein- und Gypsablagerungen zu liefern.

Im **Meereswasser** selbst sind bis jetzt, abgesehen von Sauerstoff und Wasserstoff, sowie organischen Substanzen 32 und zwar folgende Stoffe nachgewiesen worden: Chlor, welches nächst den Bestandteilen des Wassers die größte Menge der im Meere vorkommenden Elemente ausmacht, Brom, Jod, Fluor, Schwefel (als Schwefelsäure und Schwefelwasserstoff), Phosphor, Kohlenstoff (als freie oder an Kalk und Magnesia gebundene Kohlensäure), Silicium (als Kieselsäure), Bor (als Borsäure), Silber (als Chlorsilber), Rubidium, Kupfer, Zink, Blei, Kobalt, Nickel, Eisen, Mangan, Aluminium, Magnesium (nächst Chlor, Schwefelsäure und Natrium am gewöhnlichsten), Calcium (meist als kohlensaurer, schwefelsaurer und phosphorsaurer Kalk oder als Fluorcalcium), Strontium, Baryum, Natrium, Kalium und endlich Gold,

*) J. E. Hibsch, Denudation im Gebiete der oberen Elbe. Festschrift. Tetschen-Liebwerd. 1900.

Arsen, Cäsium und Lithium. Von diesen Grundstoffen sind Chlor, Schwefel, Calcium, Magnesium und Natrium die wesentlichsten und betragen im Durchschnitte 3,5 Prozent des Meereswassers. Die Salze des letzteren bestehen aus 78 Prozent Chlornatrium, — 9,6 Chlormagnesium, — 6,5 Magnesiasulfat, — 3,7 Kalksulfat, — 1,8 Chlorkalium, — 0,1 Kalkbicarbonat. Der Gehalt des Meeres an festen Bestandteilen ist ein konstanter und schwankt nur lokal infolge der ungleichen Verdunstung in verschiedenen Breitengraden, der Schmelzung großer Eismassen in den Polarzonen und des Zuflusses großer Ströme. So ist die Ostsee als ein verdünntes Meereswasser zu betrachten, dessen Salzgehalt in der Richtung der Tiefe steigt, sodaß sich in jedem vertikalen Querschnitte eine Zunahme des Salzgehaltes und damit des spezifischen Gewichtes von oben nach unten nachweisen läßt. In der Kieler Bucht beträgt der Salzgehalt an der Oberfläche 1,7, in etwa 30 m Tiefe 2,1 Prozent. Von der Zufuhr süßen Wassers rührt ferner der an der Küste geringere Salzgehalt des Ozeanes her; auf der anderen Seite ist der des Mittelländischen Meeres (3,96—4,16 Prozent) etwas bedeutender als der des Atlantischen Ozeanes (3,6). Noch viel größer ist die Differenz des Salzgehaltes des Weltmeeres und solcher Binnenmeere, welche zwar Zuflüsse, aber keine Abflüsse besitzen und sich der zuströmenden Wasser bloß durch Verdunstung entledigen. Infolge davon konzentrieren sich nach und nach die ihnen in starker Verdünnung zugeführten Mineralsubstanzen, wie dies namentlich im Great Salt Lake in Nordamerika und im Toten Meere der Fall ist. Das Wasser des letzteren enthält etwa 25 Prozent Salze aufgelöst, unter welchen Chlormagnesium bei weitem vorwaltet, während Chlornatrium, Chlorkalium, Chlorcalcium und Brommagnesium mehr zurücktreten und Sulfate fast ganz fehlen.

§ 7. **Höhlenbildungen, Erdfälle, Erderschütterungen und Schichtenstörungen, infolge der unterirdischen Tätigkeit des Wassers.** Wie erfolgreich die Gewässer ihrer Aufgabe nachkommen, dem Inneren der Erdkruste mineralische Substanzen zu entziehen, ergibt sich nicht allein aus der Quantität ihrer Absätze und des mineralischen Gehaltes des Fluß- und Quellwassers, sondern auch in viel augenfälligerer Weise aus dem Massenverluste des Gebirgsinneren selbst, ferner aus dem Einflusse dieser Volumenverminderung auf die Lagerungsverhältnisse der über den betroffenen Punkten liegenden Schichten, sowie auf die Gestaltung der Erdoberfläche. Die auffälligsten derartigen Erscheinungen sind Bildungen von Höhlen, und infolge des Zusammensturzes derselben Erderschütterungen, Schichtenstörungen und Erdfälle.

Unter den Gesteinen, welche einen bedeutenden Anteil am Aufbaue der Erdkruste nehmen, sind es Kalkstein, Dolomit und Gyps, welche in größter Menge vom Wasser aufgelöst werden, sie sind deshalb auch die eigentliche Heimat der Höhlen. Die meisten der letzteren bestehen aus gewölbe-

ähnlichen Weitungen, welche durch kanal- oder schluchtförmige Schlünde mit einander in Verbindung stehen und entweder alle in demselben Niveau oder in verschiedenen Höhen etagen- oder stufenweise übereinander liegen. Bei ihrer Herausbildung benutzt das im Kalksteingebirge zirkulierende Wasser die das erstere durchsetzenden Klüfte und Risse, die es zunächst durch Benagung ihrer Wände zu Höhlengängen erweitert, in denen sich dann die Sickerwasser zu unterirdischen Wasserläufen vereinen und ihr Bett allmählich seitlich verlegen oder tiefer ausfurchen können. Die Abhängigkeit der Höhlenbildung von den dort herrschenden Kluft- und Spaltensystemen gelangt in vielen höhlenreichen Distrikten, so z. B. im Harz (Kloos), in der Schwäbischen Alb (Endriss und Fraas), im Karstgebiet (s. S. 94) zum Ausdruck. Die Wände der meisten Kalksteinhöhlen sind von Stalaktiten, die der Gypsschlotten zuweilen von Gypskrystallen überzogen. Ihr Boden ist mit Ton oder Lehm, aber auch mit Bachschotter und lehmigem Kies bedeckt, in welchen Skeletteile von Bären, Hyänen usw. zuweilen in solcher Menge enthalten sind, daß man sie danach als Knochenhöhlen bezeichnet hat. Besonders reich an Höhlen ist das Karstgebirge mit der berühmten Adelsberger Grotte, der Fränkische und Schwäbische Jura mit z. B. der Muggendorfer, Gailenreuther, Gutenberger, Hohlefelser und Charlotten-Höhle. Dem Devonkalke gehören die Hermanns-, Baumanns- und Bielshöhle bei Rübeland im Harz, die Klutert-, Balver- und Dechenhöhle in Westfalen an, dem Zechsteindolomit die Lindentaler Höhle bei Gera und die Liebensteiner Höhle in Thüringen. Höhlen im gypsführenden Gebirge (Schlotten) sind in großartigstem Maßstabe durch den Mansfelder Bergbau aufgeschlossen, wo sie den sich an den Harz anlegenden Rand der Zechsteinformation in weitausgedehnten, zusammenhängenden und zum Teil mit Wasser angefüllten Systemen durchziehen.

Überall dort, wo die Wandungen der Höhlen nicht durch einen Panzer von Kalksinter geschützt sind, arbeiten die Gewässer, unterstützt durch Bäche, welche nicht selten in denselben ihre unterirdischen Wege verfolgen, an deren Vergrößerung. Namentlich ist dies bei den von Wasser gefüllten Steinsalz- und Gypsschlotten der Fall, wo ersteres unablässig lösend auf alle Seiten des Hohlraumes wirkt. Die Weitung und die Tiefe solcher Höhlen nimmt so lange zu, bis ihre Decke nicht mehr imstande ist, die auf ihr ruhenden Gesteinslasten zu tragen, und mit diesen zusammenbricht. Lag der Schauplatz dieses unterirdischen Ereignisses tief, so mag sich seine Einwirkung nicht in sichtbarer Weise, sondern einzig durch stoßartige Erschütterungen auf der Erdoberfläche betätigen, lag er der letzteren näher, so bildeten sich außerdem infolge des Gesteinsnachsturzes Spalten oder trichter- oder kesselförmige Vertiefungen, Erdfälle, unter allen Umständen aber wird die ursprüngliche Lagerung der über den zusammenbrechenden Hohlräumen befindlichen Schichten gestört werden. Lokale

Erdbeben, von welchen kalk-, steinsalz- oder gypsreiche Gegenden zuweilen betroffen sind, werden durch derartige Einstürze und Senkungen erzeugt (vgl. S. 84). So machen sich zeitweilig in der Lüneburger Heide lokale Erschütterungen bemerklich, die sich nur auf die Auslaugung von Salzstöcken zurückführen lassen, während die in der Bodensee-Mulde nicht seltenen Erdstöße (so diejenigen von Konstanz, Stockach, Thiengen, Engen) mit dem Einbruche von durch unterirdische Wasserzüge gebildeten Kalksteinhöhlen in Zusammenhang stehen. Zu der gleichen Gruppe von Erscheinungen sind auch die seit dem Herbste 1892 die Stadt Eisleben heimsuchenden Erschütterungen zu rechnen, deren Zahl in einzelnen Monaten über 60 betrug. Dieselben werden meist von dumpf-krachenden Getösen begleitet und haben bereits mehr als 500 Gebäude durch Risse, Senkungen und Verschiebungen nicht unbeträchtlich geschädigt. Da der oberen Zechsteinformation des Eislebener Bergrevieres (vergl. S. 117 und Fig. 40), welche den tieferen Untergrund der Stadt Eisleben bildet, durch die Grubenwasser allein im Jahre 1892 fast 2,3 Millionen Kubikmeter, seit 1889 bis Anfang 1895 aber mehr als 8 Mill. Kubikmeter Steinsalz entführt worden sind, da ferner diese nämliche Formation von Gypsschlotten durchzogen ist, so liegt es nahe, die dortigen Erdbebenerscheinungen auf diese Auslaugung von Steinsalzmassen und auf die dadurch und durch den Einbruch von Gypsschlotten hervorgerufenen Senkungen zurückzuführen*). Auch das von Höhlen und Grotten unterminierte Karstgebiet gehört zu den häufig von Erdbeben heimgesuchten Gegenden, sodaß man diese Erderschütterungen dem Einsturz solcher Hohlräume zuschreiben muß. Gleiches gilt von den unterirdischen Detonationen, die sich hier, besonders schreckhaft aber auf der dalmatinischen Insel Meleda zeitweilig hörbar machen.

Die Erdfälle sind, wie durch ihre Entstehung bedingt wird, ebenfalls auf Gyps, Kalkstein, Dolomit und Steinsalz führende Gegenden beschränkt, innerhalb solcher aber sehr gewöhnliche Erscheinungen. So finden sich in dem von unterirdischen Flußläufen und von Höhlensystemen durchzogenen Karstgebirge (s. S. 94) von Krain, Illyrien, Kroatien und Dalmatien zahlreiche Erdfälle (Einsturzdolinen), von denen die größten 700 und mehr Meter Durchmesser erreichen. Ebenso häufig sind sie im Gebiete des Teutoburger Waldes und der Haar, auf den Kalksteinplateaus der schwäbischen Alb, sowie des Département des Doubs, der Haute-Saône und des Jura in Frankreich, in dem Kreideterrain des nördlichen Jütland, im Kohlenkalk Missouris sowie des Gouvernements Tula in Rußland, wo sie überall der unterirdischen Weglaugung des kohlensauren Kalkes ihren Ursprung verdanken, während die Erdfälle am Fuße des Thüringer Waldes, am ganzen SW-Rande

*) Vergl. W. Ule, Die Mansfelder Seen. Eisleben 1895. — F. Toula, Über Erdbeben. Wien 1895. S. 33—52. — Fr. Beyschlag, Z. f. prakt. Geol. 1900. S. 896.

des Harzes und bei Lüneburg durch Einsturz von Gypsschlotten entstanden sind. Viele solche aus der Senkung der Erdoberfläche hervorgegangene Vertiefungen sind von Wasser ausgefüllt und in Teiche und Seen umgewandelt worden. So der Arendsee in der Altmark, der Segeberger See in Holstein, und die zahlreichen »Teufelslöcher« und Pingen am südlichen Harzrande.

Wie zu erwarten, sind Schichtenstörungen, Spaltenbildungen und Verwerfungen im Gebiete der Gyps oder Steinsalz führenden Formationen überall da sehr gewöhnlich, wo Stöcke und Flötze jener leichtlöslichen Mineralien von anderen sedimentären Schichten bedeckt werden, welche beim Zusammenbrechen der entstehenden unterirdischen Höhlungen bersten, sich senken und auf diese Weise Knickungen und Verwerfungen erleiden mußten. Ein höchst lehrreiches und nur diese eine Deutung zulassendes Beispiel für den erwähnten Vorgang liefert die Gegend von Eisleben (siehe Fig. 40). Hier lagert auf den Konglomeraten des Obercarbons und Rotliegenden so regelmäßig wie ein Teppich und für große Flächen so eben wie eine Tischplatte, wenn auch hie und da von Verwerfungen durchsetzt, das bis 60 cm mächtige Kupferschieferflötz, dessen untere Schicht das Objekt des Mansfelder Bergbaues ist; auf dasselbe folgt die eigentliche Zechstein- und auf diese die Buntsandsteinformation. Man kann sich kaum verworrenere Lagerungsverhältnisse ausmalen, als es die der letztgenannten Schichtenreihe vielerorts an deren auf dem Ausgehenden der Zechsteingruppe ruhendem Rande sind. Hier sind die Schichten in Zwischenräumen von nur wenigen Schritten auf den Kopf gestellt, geknickt, gebogen, zertrümmert und verworfen. Da der etwa 80—120 m darunter liegende Kupferschiefer, abgesehen von einigen lokalen Störungen, seine ursprüngliche Lage inne hat, so muß die Ursache der Schichtenstörungen zwischen Buntsandstein und Kupferschiefer liegen und ist in den Gyps- und Steinsalzstöcken der zwischen beiden lagernden Zechsteingruppe zu suchen. Unter dem Einflusse der unterirdisch zirkulierenden Gewässer begann der Prozeß der Auflösung und Wegführung des Gypses und des Steinsalzes durch die Gewässer; Schlotten resultierten, von denen die einen in zusammenhängenden, weit ausgedehnten Systemen noch heute den Untergrund jener Gegend durchziehen, während andere zusammenbrachen und den Nachsturz des darüber liegenden Buntsandsteines zur Folge hatten.

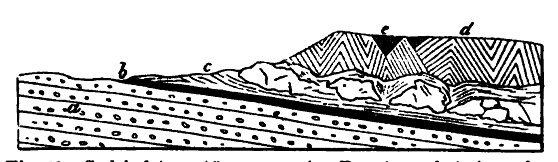


Fig. 40. Schichtenstörungen im Buntsandsteine der Hühneburg bei Eisleben. (*H. Crd.*)
a Obercarbon und Rotliegendes, *b* Kupferschiefer und Zechstein, *c* Asche, Dolomit, rote Mergel der oberen Zechsteinformation mit Steinsalz- und Gypsstöcken und -schlotten, *d* Buntsandstein, *e* Erdfälle.

b) Die mechanische Tätigkeit des Wassers.

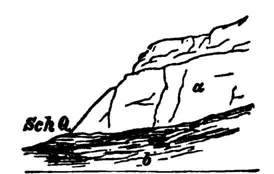
Daß die Oberfläche des Festlandes ihre mannigfaltige Gliederung zum großen Teile der zerstörenden, fortführenden, wiederabsetzenden mechanischen Tätigkeit des Wassers verdankt, ist bereits in dem einleitenden Teile dieses Abschnittes hervorgehoben worden, es bleibt demnach nur noch übrig, die einzelnen Phasen des Modellierungsprozesses und die Großartigkeit der gesamten Vorgänge zu verfolgen.

§ 8. **Die fließenden Gewässer.** Die fließenden Wasser stammen aus der Atmosphäre, deren Wasserdünste sich als Tropfen niederschlagen, welche sich dann sammeln und, dem Gesetze der Schwere folgend, nach der Tiefe fließen. Bei einer durchschnittlichen Höhe der jährlichen atmosphärischen Niederschläge von 1 m fällt in 10000 Jahren ein Meer von 10000 m Tiefe auf die Erde nieder, um großenteils dem Ozeane zuzuströmen und sich von neuem in Dampfform zu erheben. Namentlich sind es die Hochgebirge, an welchen sich das atmosphärische Wasser, etwa wie der Hauch des Atems an kalten Gegenständen, verdichtet. Ihre über die Schneegrenze hinausragenden, mit Gletschern und Firn bedeckten Gipfel bilden deshalb Reservoirs von gefrorenem Wasser, welche besonders dann der Ebene ihre Vorräte mitteilen, wenn dort bei der Hitze des Sommers der Verbrauch an Wasser durch die Verdunstung und durch den Bedarf der Vegetation am größten ist. In niedrigen Gebirgen ist es die Pflanzendecke, welche in ähnlicher Weise kondensierend auf das Wasser wirkt, dasselbe in nasser und regnerischer Zeit aufsaugt und verteilt und dadurch eine beständige Feuchtigkeit des Bodens und den Quellenreichtum desselben unterhält, während auf dem nackten Felsboden eine solche Ansammlung und allmähliche Abgabe nicht stattfinden kann, vielmehr strömen dann die Regenwasser direkt ins Tal und verursachen hier durch ihren ungestümen Andrang Überschwemmungen.

Grundwasser und Quellen.*) Je nachdem der Erdboden mehr oder weniger wasserdurchlässig ist, dringen größere oder geringere Mengen des atmosphärischen Wassers in denselben ein, bis sie auf die nächste undurchlässige Schicht oder Gesteinsfläche stoßen, um sich innerhalb der oberflächlichen Sand- und Geröllablagerungen zu Grundwassern anzusammeln, welche dann an tieferen Stellen als Grundwasserquellen wieder zu Tage treten oder durch Brunnen abgezapft werden können. Bei geneigtem Untergrunde der wasserführenden oberflächlichen Akkumulate können konstante Grundwasserströme entstehen, während sich in schüsselartigen Vertiefungen des ersteren Grundwasserbecken anstauen.

*) Vergl. F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. Neudruck 1901. Kap. V. — A. Daubrée, Les eaux souterraines etc. Bd. I. Paris 1887. — H. Haas, Quellenkunde. Leipzig 1895.

Beiderlei Ansammlungen werden der einheitlichen Wasserversorgung großer Städte dienstbar gemacht. Ein großer Teil der atmosphärischen Niederschläge dringt jedoch auf porösen, rissigen und klüftigen Schichten *a* in größere Tiefe, bis er eine undurchlässige Schicht *b* antrifft und sich hier staut. Ist die letztere einseitig geneigt und von einem Tale erreicht oder von einem Berggehänge angeschnitten, so dringt auf dieser Linie das Wasser in Form von Schichtquellen hervor (Fig. 41). Ein ebensolcher Quellhorizont wird sich dort einstellen, wo durchlässige Schichten (z. B. Sandsteine) diskordant auf schwerdurchlässigem Gebirge (z. B. Granit, Gneiß) auflagern. Ist die wasserdichte Unterlage muldenförmig gestaltet, so wird sich das von oben eindringende Wasser wie in einer Schüssel ansammeln, um dann über die niedrigsten Punkte des Randes als Überfallsquelle (Fig. 42) überzufließen. Ist jedoch eine solche durch tonige Schichten



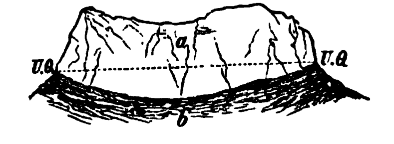


Fig. 41. Schichtquelle. Fig. 42. Überfallsquelle.
a Zerklüftetes, Wasser durchlassendes Gestein, *b* wasserdichte Schiefertone.

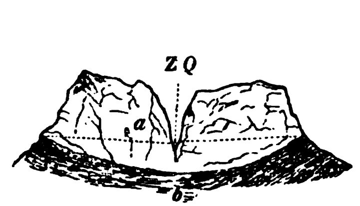


Fig. 43. Zapfquelle.

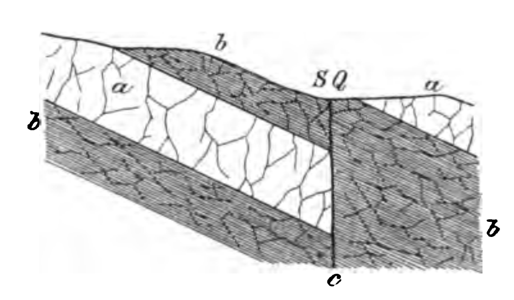


Fig. 44. Spaltquelle.

unterteufte wasserreiche Gebirgsmasse von Tälern und Schluchten durchzogen, welche tiefer hinabreichen als die Ränder der unterteufenden wasserdichten Gesteinsschüssel, so werden sie die sich ansammelnden Wasser abzapfen (Zapfquellen, Fig. 43). In letzterem Falle hat man also aufsteigende Quellen. Gleiches tritt dann ein, wenn geneigte wasserführende Schichten, welche mit wasserdichten wechsellagern, von einer Spalte oder einer Verwerfung (Fig. 44*c*) durchsetzt, oder wenn Schichtenkomplexe oder Massengesteine von einem kommunizierenden System von Klüften durchädert sind, auf denen die Gewässer durch den hydrostatischen Druck emporgepreßt werden (Spalt- und Kluftquellen, Fig. 44). Zapft man

wasserführende Schichten (Sande, Kiese, klüftige Kalksteine), die keine natürlichen Abflüsse besitzen, durch Bohrlöcher ab, so entstehen artesische Brunnen (Fig. 45). Letztere können überall dort erbohrt werden, wo

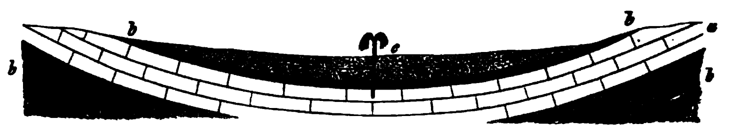


Fig. 45. Artesischer Brunnen.
a wasserhaltende Schicht, *b* undurchlässige Schichten, *c* artesischer Brunnen.

innerhalb eines flachgeneigten oder eines beckenförmig gelagerten Schichtensystems ein wasserführender Komplex *a* von zwei wasserdichten Schichten *b* eingeschlossen ist, welche das Entweichen des im Aufsaugungsgebiete von ersterem aufgenommenen Wassers nach oben und unten verhindern. Wird die obere, undurchlässige Schicht durchbohrt, so steigt das Wasser unter dem hydrostatischen Druck einer Wassersäule, welche dem Vertikalabstand des betreffenden Quellmundes von dem Niveau des einsickernden Wassers entspricht, empor und kann sich springbrunnenartig über die Erdoberfläche erheben (*c*).

Im Gegensatze zu den kalten absteigenden Quellen besitzen die Wasser der natürlichen oder künstlichen aufsteigenden Quellen, falls sie aus größerer Tiefe kommen, infolge der in der Richtung nach dem Erdinneren zunehmenden Wärme, höhere Temperaturgrade als die mittlere Temperatur der Umgebung der Quelle und werden dann Thermen genannt (siehe S. 48).

Bäche und Flüsse. Die Quellwasser sammeln sich im Verein mit den direkten atmosphärischen Niederschlägen zu Bächen, diese zu Flüssen und Strömen an, um sich endlich in den Ozean oder in Binnenmeere zu ergießen. Die Wassermenge eines Flusses wird bedingt 1. durch die Größe des Areals, welches derselbe entwässert; 2. durch die Quantität des auf dieses Areal fallenden Regens, Taues und Schnees; 3. durch das Klima des Flußgebietes, indem heiße Temperatur und trockene Atmosphäre die Verdunstung und deshalb den Wasserverlust begünstigen; 4. durch den geologischen Bau des Flußgebietes, indem ein vielfach gestörter Schichtenbau Spalten und Klüfte im Gefolge hat, durch welche die Wasser in die Tiefe sinken und ebenso sandiger Untergrund den Strömen Wasser entzieht; 5. durch die Oberflächengestaltung und Vegetationsverhältnisse des Gebietes, indem Gebirge und Waldreichtum die Niederschläge, ebene und waldlose Gegenden die Verdunstung vermehren.

Die beiden Hauptfaktoren für die mechanische Tätigkeit der fließenden Gewässer sind ihre Wassermenge und ihr Gefälle. Sie sind es, durch

deren Größe die Geschwindigkeit, mit welcher sich das Wasser bewegt, bedingt wird. Die Wassermenge ein und desselben Baches oder Flusses schwankt außerordentlich und vermehrt sich und damit zugleich ihre Geschwindigkeit und Arbeitskraft zur Zeit der Schneeschmelze oder nach anhaltenden Regen oft um das vielfache. Für die Leistungsfähigkeit eines Flusses ist somit die Kraftentwickelung während seines Hochwassers maßgebend. Das Gefälle der Flüsse nimmt von ihrem Ursprunge bis zu ihrer Mündung ab, und da die Differenz zwischen dem Falle des oberen und unteren Teiles ihres Laufes um so größer ist, je höher jene entspringen, so ist sie bei den Alpenströmen am beträchtlichsten. Da nun sowohl die unterwühlende und zerstörende, als auch die transportierende Kraft des Wassers von der Stärke seiner Strömung abhängt, da ferner die Quellen meist in Gebirgen und Hügelketten entspringen, wo die Talsohlen stark geneigt sind, während in den Ebenen das Gefälle nur sehr unbedeutend ist, so folgt daraus, daß die einschneidende und fortführende Tätigkeit der Gewässer namentlich in den gebirgigen Gegenden zu Hause ist, während sich der Unterlauf, wo die Geschwindigkeit allmählich abnimmt, durch Absätze des dem Gebirge entführten Gesteinsmateriales auszeichnet.

§ 9. **Erosion.***) Die schlucht- und taleinschneidende Tätigkeit der fließenden Gewässer nennt man Erosion. Der mechanischen muß durch die chemische Tätigkeit des Wassers, durch die Verwitterung, also Auflockerung der Gesteine (vergl. S. 86, 98 und 124) vorgearbeitet werden. Auf einer Talsohle von glattem, unzersetztem Granite würde der schnellst strömende Bach selbst in langen Zeiträumen kaum merkliche Spuren hinterlassen. Erst wenn das Gestein unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure zu Schutt und Sand zerfällt, wenn es mürbe geworden, zerfressen und grusig zerfallen ist, wenn Gesteinsfragmente durch die fließenden Gewässer in Bewegung gesetzt und als Schleifmittel benutzt werden können, beginnt die Erosion. Wesentlich wird sie unterstützt durch die Eigenschaft des Wassers, sich beim Gefrieren auszudehnen. Geschieht dies in Gesteinsspalten, so genügt dieser Vorgang, um die Felsen zu zertrümmern. Da alle Klüfte, Poren und Haarspalten des Gesteines von Wasser angefüllt sind, da sich ferner dieser Prozeß in gemäßigten Klimaten in jedem Herbst und Frühjahr, auf Hochgebirgen aber fast in jeder Nacht wiederholt, so spielt er bei der mechanischen Gesteinszerkleinerung eine nicht zu unter-

---

*) Rütimeyer, Tal- und Seebildung. 1868. — Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. Bd. I. S. 281. — Tietze, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1878. S. 581 und 1882. S. 685. — Gilbert, Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. Kap. 5. — Dutton, Tert. History of the Grand Cañon District. Washington. 1882. — Löwl, Über Talbildung. Prag 1884. — v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1901. VI. Kap. — Philippson, Studien über Wasserscheiden. Leipzig 1886. — Penck, Morphologie der Erdoberfläche. Leipzig 1894. Bd. I. S. 259.

schätzende Rolle. Von Felswänden, welche hoch über das Bett des nahen Baches emporragen und seinen direkten Angriffen entzogen sind, stürzen bei eintretendem Tauwetter Blöcke und Schuttmassen herab, deren sich jetzt erst die fließenden Wasser bemächtigen und sie fortschieben. Die Abrundung der in dem Bette des Baches oder Flusses fortbewegten Gesteinsfragmente erfolgt teils durch das gegenseitige Abreiben, indem die kleineren schneller als die größeren fortgeschoben werden, teils durch ihre Reibung an dem felsigen Bette, wodurch zugleich auch dieses erodiert wird. Selbst die feinsten aus dieser Zerreibung resultierenden schwebenden Teilchen, welche mit der ganzen Geschwindigkeit des betreffenden fließenden Wassers fortbewegt werden, wirken noch feilend und schleifend auf das Flußbett (Corrasion). Je größer die Geschwindigkeit des Baches oder Stromes, desto bedeutender ist sowohl seine Transportfähigkeit, wie die Corrasion seines Bettes, — daher die große erodierende und transportierende Wirkung selbst unscheinbarer Gebirgsbäche im Vergleich mit langsam fließenden Strömen, und daher der bohrende Effekt senkrechter Wasserstürze, sowie die unterwühlende Tätigkeit der Wasserfälle (Eversion), durch die nicht selten ein Zusammenbrechen der Felswände, über welche sie sich stürzen, und ihr allmähliches Zurückziehen bedingt ist. Ein sehr anschauliches Beispiel dieses Prozesses liefern die Niagarafälle. Der Niagara ist der Ausfluß des Erie-Sees, wendet sich in nördlichem Laufe nach dem Ontario und stellt so eine sechs Meilen lange Verbindung beider Seen her. Fast genau in der Mitte zwischen diesen Wasserbecken bildet der Fluß die 55 m hohen Niagarafälle. Von ihrem Fuße an schießt das Wasser, statt

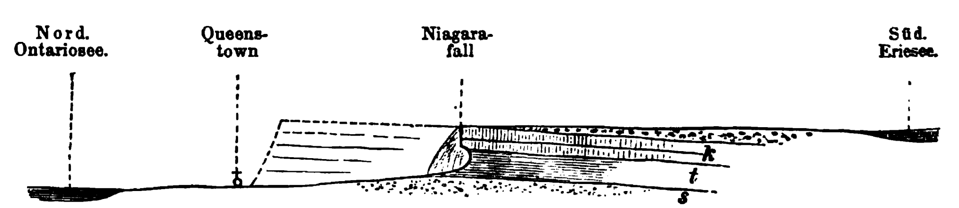


Fig. 46. Profil des Niagara-Flusses und seiner Fälle.
Nach *Hall's* und *Lyell's* Aufnahme.
s weiche Oneida- und Medina-Sandsteine und Clinton-Gruppe, *t* weiche Niagara-Schiefer, *k* harter Niagara-Kalkstein.

wie bisher auf einem Plateau, in einer tiefen, engen Schlucht mit senkrechten Wänden für $1^1/_2$ Meilen dahin, um bei Queenstown in die offene Ebene des Ontario-Sees zu treten und sich dann in langsamerem Laufe bis zu diesem zu bewegen. Der Landstrich zwischen Erie- und Ontario-See wird von den Schichten des oberen Silurs gebildet, welche sehr flach gegen Süden, also nach dem Erie-See zu einfallen, so daß ihre Schichtenköpfe gegen den Ontario zu gerichtet sind und nach diesem zu eine schroff abfallende Felswand bilden. Sie bestehen in ihrer oberen Mächtigkeit aus

festem, kompaktem Kalkstein, in ihren unteren Lagen (27 m) aus Schiefern, und unterhalb dieser aus Mergeln und Sandsteinen. In diesen silurischen Schichtenkomplex hat der Niagara vom Falle bis nach Queenstown eine 70—80 m tiefe Felsschlucht eingeschnitten. Die Felswand (Fig. 46), über welche sich der Fall stürzt, besteht deshalb in ihrer unteren Hälfte aus verhältnismäßig weichen Schiefern und Sandsteinen, in ihrer oberen Hälfte aus Kalkstein. Am Fuße des Falles waschen die wühlenden Wassermassen die lockeren Gesteine aus und unterminieren dadurch den Kalkstein, welcher stückweise herunterbricht, so daß die Wasserfälle langsam stromaufwärts rücken. Ähnliches ging früher vor sich. Anfänglich hat sich der Niagarafall über die Felswand bei Queenstown direkt in die Ontario-Ebene gestürzt, infolge der unterwühlenden Tätigkeit seiner Fluten ist er jedoch im Laufe der Zeit bis zu seinem jetzigen Standorte zurückgewichen, so daß jeder Punkt der Felsschlucht zwischen diesem und seinem ersten Fallorte bei Queenstown zeitweilig die Wasserfälle besaß. Das Maß ihres jährlichen Rückschreitens wurde von Lyell auf etwa 33 cm, später von Woodward auf das doppelte, nämlich auf 66 cm geschätzt. Unter Zugrundelegung letzterer Zahl würden die Niagarafälle etwa 18000 Jahre gebraucht haben, um ihre 12 km lange Schlucht rückwärts schreitend auszuwühlen.



Fig. 47. Marble Cañon. Erosion (S. 124).

Auch die steilen und engen Täler der Elbe und ihrer Nebenflüsse, wie sie die sächsische Schweiz bilden, sind durchaus das Produkt der Erosion. Dieses Labyrinth von grotesken Felsmassen war ursprünglich eine monotone Ebene von fast horizontal liegenden Sandsteinen und dehnte sich im Niveau des Königsteines und Liliensteines gleichförmig aus. In dieselbe

schnitten sich nach der Tertiärzeit die Elbe und die ihr zufließenden Bäche, erstere bis zu einer Tiefe von 270 m, mit verschiedenen durch Talstufen (Ebenheiten) markierten Unterbrechungen jene Talrinnen und Schluchten ein, welche sich heute in labyrinthischem Gewirre zwischen den unberührt gebliebenen Felspartien, den Ruinen eines zerstörten Tafellandes, hindurchwinden.

Ein anderes, noch großartigeres Beispiel der Tiefenerosion des Wassers in völlig ungestört lagernden Schichten liefert das Schluchtensystem des Colorado in Utah und Arizona.*) Die Oberfläche dieses Territoriums steigt vom Meere aus in weitausgedehnten, terrassenartigen Plateaus bis zu über 4000 m Meereshöhe an. An dem Aufbau derselben hat die gesamte paläozoische und zum Teil auch die mesozoische Schichtenreihe teilgenommen. Sie ruhen in horizontaler Lage auf gestauchten präcambrischen Komplexen und Gneiß. In eine dieser Hochebenen hat sich der Colorado zunächst eine steilrandige bis 20 km breite Talrinne und später auf deren Sohle sein berühmtes Schluchtensystem eingewühlt. Der Hauptstrom fließt auf etwa 60 geogr. Meilen Länge in einem 1000—1800 m tiefen Cañon, welcher zum Teil senkrecht durch die Sedimentärformationen und noch 200—300 m tief in den Gneiß eingeschnitten ist, und in welchen zahlreiche Nebenschluchten von derselben Tiefe einmünden (Fig. 47, S. 123).

§ 10. **Ausweitung der Erosionsschluchten; Schutthalden, Bergstürze.** Im ersten Stadium seiner Entstehung und so lange sich nur Tiefenerosion betätigt, ist das Tal eine schluchtartige Furche. Dadurch, daß später der Fluß und zwar vorzüglich an der konvexen Seite von Kurven seine Ufer untergräbt, finden Abrutschungen statt, das herunterbrechende Material wird weggeführt, der Talboden verbreitert sich zur Talaue (Seitenerosion). Gleichzeitig aber fallen die Steilgehänge der bis dahin nur durch die mechanische Kraft der fließenden Gewässer eingeschnittenen Schluchten dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärilien und durch ihn der Lockerung und Zerstückelung anheim. Zur Verwitterung infolge des Einsickerns humussäuren- und kohlensäurehaltiger Gewässer gesellt sich die sprengende und auseinander drängende Wirkung des gefrierenden Wassers, die Gesteinszerstückelung durch Sonnenbestrahlung und den steten Wechsel von Mittagshitze und Nachtfrösten (Insolation), sowie der lockernde Einfluß des Pflanzenwuchses. Was gelockert ist, bröckelt, rutscht oder stürzt hinab und wird durch Regen und Schmelzwässer von allen benachbarten Kämmen, Gipfeln und Gehängen fortwährend ins Tal geführt und wandert als Flußtrübe direkt weiter oder häuft sich

*) C. E. Dutton, Geology of the High Plateaus of Utah. — Ders., Tertiary history of the Grand Cañon District. — Ders., Physical Geology of the Grand Cañon District. Washington 1882.

am Fuße der Steilgehänge zu Trümmerhalden und Schuttkegeln an. Auch diese lockeren Gesteinsansammlungen verfallen mehr oder weniger rasch der transportierenden Tätigkeit der Bäche und Flüsse und werden durch diese aus dem Gebirge herausgeschafft. Die Umbildung der Schlucht zum Tal, ferner die Form und der Böschungswinkel der Talgehänge ist demnach wesentlich das Resultat der Verwitterung und Abbröckelung (vergl. § 14 S. 130).

Zuweilen wird die Talbildung dadurch, daß sie Gesteinsmassen aus ihrem früheren festen Zusammenhange löst und in Einzelberge isoliert, die Veranlassung zu Bergschlipfen, Bergrutschen oder Bergstürzen*). Die Ursachen dieser z. T. verheerenden Erscheinungen sind mannigfaltig und beruhen: auf Störung des Gleichgewichts durch Unterwaschung, — auf Erweichung toniger Sockelschichten und dem Herabgleiten der überlagernden Gesteinsmassen, auf durchgreifender Zerklüftung und Verwitterung größerer Felspartien.

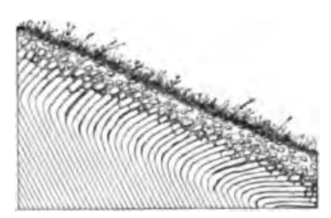


Fig. 48. Hakenwerfen.

Durch Erosion angeschnittene, steil stehende Schichten werden häufig durch Einwirkung des Frostes, der Durchwässerung und der Schwerkraft an ihren Schichtenenden nach abwärts umgebogen und schließlich in Schweife von Fragmenten ausgezogen (Hakenwerfen; Fig. 48).

§ 11. **Längs- und Quertäler.** Sämtliche in § 9 angeführten Beispiele für Talbildung waren Gegenden mit fast horizontalem, also in ziemlich ursprünglicher Lagerung verbliebenem Schichtenbau entnommen, in welchen die Erosion keine tektonischen Leitlinien vorfand. Komplizierter verhalten sich die taleinschneidenden Vorgänge auf solchem Untergrunde, der durch den gebirgsbildenden Prozeß mehr oder weniger steil und dicht gefaltet ist. In solchen Fällen macht sich eine gewisse Abhängigkeit der Erosion und der durch sie erzeugten Täler von der Tektonik der betreffenden Areale kenntlich, indem solche tektonische Täler entweder der Richtung der Schichtenfalten annähernd parallel laufen oder diese letzteren quer durchschneiden, wonach man Längs- und Quertäler unterscheidet. Ein Längstal nennt man synklinal, wenn es einer Schichtenmulde entspricht (*ST* Fig. 49), so daß die beiderseitigen Schichten in der Richtung des Talgehänges, nach der Talsohle zu einfallen, — antiklinal (*AT*), wenn es sich in ein Schichtgewölbe eingeschnitten hat, so daß die Schichten beiderseits vom Tale weg in die Talgehänge einfallen, — isoklinal

---

*) Vergl. A. Baltzer, N. Jahrb. 1880. Bd. II. S. 197. — A. Heim, Über Bergstürze. Zürich 1882.

(*IT*), wenn die Schichten beider Talseiten nach ein und derselben Richtung geneigt sind. Die Quertäler oder Durchbruchstäler durchschneiden zuweilen selbst sehr beträchtliche Bergketten oder Gebirgskämme vollständig. Die Möglichkeit derartiger, die tektonischen Hindernisse durchquerender Erosion beruht darauf, daß die betreffenden Ströme schon vor dem von ihnen durchbrochenen Sattel- oder Faltensystem vorhanden waren und sich während des Vollzuges der Gebirgsfaltung immer in dem gleichen Niveau erhielten, indem sie stetig ebenso viel erodierten, als emporgewölbt wurde, und so die aufsteigende Falte oder Scholle durchsägten*). Geschah dies nicht in gleichem Schritte mit der Emporwölbung der in den Weg tretenden Hindernisse, so stauten diese wie Querdämme die Wasser in dem alten Talgrunde ab, es entstanden Talseen.

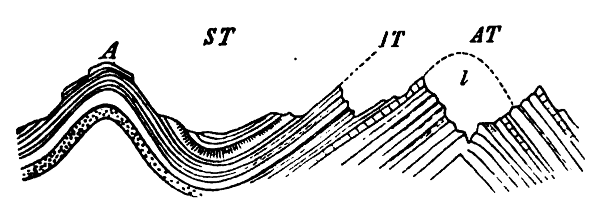


Fig. 49. Längstäler. Nach *Heim*.
ST Synklinaltal, *AT* Antiklinaltal, *IT* Isoklinaltal.

§ 12. **Der Prozeß der Talbildung.** Der Prozeß der Talbildung in Gebirgsabfällen beginnt damit, daß sich gefallene Regentropfen sammeln und, auf geneigtem Boden abfließend, zahlreiche Rillen einschneiden, die sich vereinen und zu tieferen Furchen zusammenlaufen. Sind erst Gebirgsbäche durch Ansammlung der atmosphärischen Niederschläge entstanden, so sind auch die Bedingungen zu talbildender Erosion gegeben. Da der reißende, wasserreiche Gebirgsbach sein Bett rascher erweitert und vertieft als seine wasserärmeren Quellen, so wird der Talbildungsprozeß sich anfänglich am energischsten in der unteren Region des Wasserlaufes betätigen und von da aus rückwärts, also bergeinwärts fortschreiten. In dem Profile Fig. 50 möge AB einen ziemlich stark geneigten, bis dahin von Erosionstälern noch nicht unterbrochenen Gebirgsabfall bedeuten. Auf ihm fließen Gewässer der Ebene zu und schneiden sich dort, wo sie sich bereits zu starken Gebirgsbächen

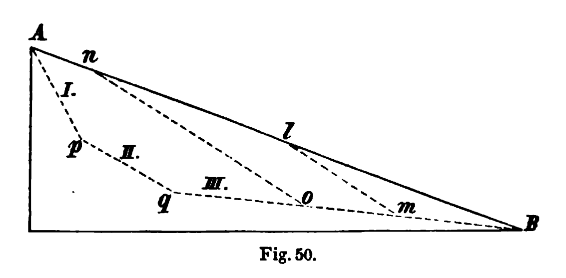


Fig. 50.

*) E. Tietze, Jahrb. d. k. k. geol. R. 1878. S. 581; 1882. S. 685; 1888. S. 633. — A. Penck, Die Bildung der Durchbruchstäler. Wien 1888. — V. Hilber, Peterm. geogr. Mitt. 1889. — K. Futterer, Durchbruchstäler in den Südalpen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1895.

angesammelt haben, also am Fuße des Gebirgsabfalles, zuerst eine tiefere Talfurche ein. Der Wasserlauf entspricht dann der Profillinie *AlmB*. Bei *m* hat der Bach das Niveau der Ebene bereits fast erreicht, hat deshalb bis zu dieser nur geringes Gefälle und fließt deswegen langsam ohne weitere Erosionsfähigkeit auf *mB* der Ebene zu. Nur unterwühlt er, namentlich bei Hochwasser, die beiderseitigen Talgehänge, bringt sie zum Nachsturz und erweitert deshalb das Tal, verflacht es jedoch zugleich durch Zufuhr von Sand und Kies. Durch derartige Absätze werden ebene Inundationsflächen gebildet, durch welche sich das eigentliche Flußbett hindurchwindet. Die obere steilere Region des Flußgebietes, wo eben dieses stärkeren Gefälles wegen die einschneidende Arbeit des Wassers geleistet wird, heißt das Berggebiet (mit dem Bergstrom), die untere flachere Strecke hingegen, wo mehr die ablagernde Tätigkeit des Wassers zur Geltung kommt, das Talgebiet (mit dem Flusse).

Dadurch daß der Bergstrom sein Bett fortwährend tiefer einschneidet, also mehr und mehr rückwärts rückt, wird die Talregion in gleichem Schritte vergrößert; letztere wird dann durch die Linie *o B*, das Berggebiet aber durch *Ano* repräsentiert. Endlich ist der oberste Einschnitt des Bergstromes bis in die höchste Region des Gebirges gelangt, wo die atmosphärischen Niederschläge am bedeutendsten sind. Die stets rieselnden und deshalb fortdauernd tätigen Wasser arbeiten hier einen schluchtenreichen Talhintergrund oder einen Talkessel mit sehr steilen Gehängen, ja oft einen Zirkus mit vertikalen Wänden aus. Jetzt besteht der Talweg aus 3 Abschnitten (Fig. 50, I, II, III), nämlich 1. dem Oberlauf mit Sturzbächen, Stromschnellen und Wasserfällen, Erosion herrscht vor, die Talfurche schneidet sich tiefer und zugleich rückwärts ein, verzweigt sich nach oben zu in viele Schluchten und bezieht hier den größten Teil ihrer Geschiebe (Sammelgebiet). 2. Mittellauf, die Böschung nimmt ab, die Menge der Geschiebe und des Wassers zu; transportierende Kraft und Last bleiben sich im ganzen gleich; Vertiefung findet nicht mehr statt. Die Kraft des Flusses reicht noch aus, um die Geschiebemassen talauswärts zu spülen. Es entstehen durch vorübergehende Ablagerung derselben Serpentinen: in Folge dessen untergräbt der Fluß bald sein linkes, bald sein rechtes Ufer, es wird ein breiter Talboden geschaffen. 3. Unterlauf, die Absätze überwiegen die Erosion, der Fluß erhöht seine Sohle und durch Verlegung seines Bettes den Talboden.

Das Endziel der talbildenden Tätigkeit der Flüsse durch Erosion und Aufschüttung ist demnach die Herstellung einer stetig gekrümmten Gefällskurve, welche sich von der Quelle an zunächst rasch, dann allmählich langsamer und langsamer bis zur Mündung hinabsenkt (Normalgefällskurve).

Dort, wo sich die oberen Partien zweier Täler von entgegengesetzter Richtung nähern, wird der Gebirgsrücken *B' A B*, Fig. 51, in welchen sie

sich einschneiden, zu einem schmalen, scharfrandigen Kamme $B' q' p' A p q B$ umgewandelt werden. Ist die Erosionsfähigkeit der fließenden Wasser nicht durch Bedeckung von Gletschern und Firnmassen verhindert, so wird auch der schmale Steg, der die beiden Talenden trennt, allmählich durchwaschen und abgetragen, so daß die Bergregion der Wasserfälle gänzlich und die der Stromschnellen zum größten Teile verschwindet und zwischen beiden sich nach entgegengesetzter Richtung erstreckenden Tälern nur eine geringe Bodenerhebung ($B' w B$) als Wasserscheide übrig bleibt.

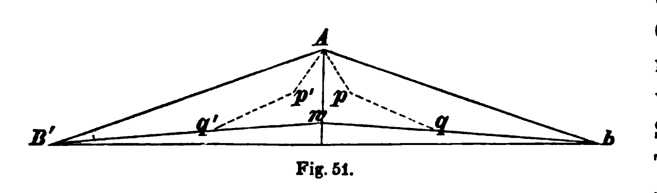


Fig. 51.

Da die gesamte Talbildung die Wirkung der Ausspülung durch die fließenden Gewässer ist, so spiegelt sich die wechselnde Widerstandsfähigkeit quer durchschnittener Schichten in der Weite und in dem Verlaufe der einzelnen Talstrecken wieder: harte Gesteinseinlagerungen bedingen Abbiegungen (Fig. 52) oder Verengungen derselben sowie Stromschnellen oder Wasserfälle, — leichter zerstörbare Schichten hingegen Talweitungen mit mäandrischem Flußlaufe.

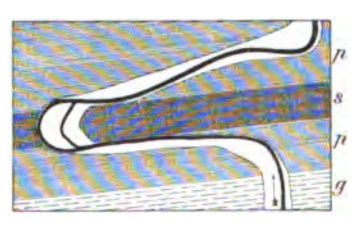


Fig. 52. Schlingenförmige Ablenkung der Zschopau durch eine Einlagerung von Sericitgneiß am Töpelwinkel bei Döbeln in Sachsen. Nach *E. Dathe*.
g Glimmerschiefer, *p* Phyllit, *s* Sericitgneiß.

Mit der Erosion der Täler und der damit Hand in Hand gehenden lokalen Verschiebung des Wasserlaufes steht die Bildung von stufenförmigen Terrassen an deren Felsgehängen (Felsterrassen) in Zusammenhang, welche bei der Einschneidung des Tales zurückgebliebene Teile des jeweiligen Talbodens vorstellen und sich namentlich in den Hochgebirgen in größerer Zahl über einander wiederholen können und Einzelstadien in der Genesis des Tales markieren.

Eine höchst auffällige Erscheinung ist die Verlegung des Laufes vieler Flüsse, so daß sie heute an einem anderen Punkte der Küste ins Meer münden als früher. So floß der untere Niemen, statt wie jetzt ins Kurische Haff, einst durch das heutige Inster- und Pregeltal ins Frische Haff; die Weichsel nahm zur Diluvialzeit ihren Lauf von Bromberg aus durch das Tal der Netze und Warthe, folgte dann bis Finnow dem jetzigen Oderlaufe, wendete sich über Eberswalde nach Westen und vereinigte sich bei Havelberg mit der Elbe. Die Oder mündete in gerader Fortsetzung ihres Oberlaufes, über Berlin und Spandau fließend, gleichfalls durch das untere Elbtal in die Nordsee (siehe unter Diluvium). Auch die Flüsse des

sächsischen Hügellandes haben seit der Diluvialzeit ihren Lauf stark verändert. So wendete sich die Mulde von Grimma aus westlich über Leipzig nach dem heutigen Saaletal, — die Elbe floß von Torgau aus in westlicher Richtung nach Eilenburg, — die Saale strömte weiter östlich als heute über Schkeuditz. Nirgends aber machen sich in der Neuzeit derartige Verlegungen des Stromunterlaufes in großartigerer und furchtbarerer Weise geltend als am Hoang-ho (Gelber Fluß) in China. Dieselben sind dort außerordentlich zahlreich gewesen, trotzdem man sie von altersher durch Dammanlagen zu beschränken suchte. Die geschichtlichen Nachrichten über sie reichen 4000 Jahre weit zurück. Die älteste historisch bekannte Mündung dieses Flusses lag 90 Meilen nördlich von derjenigen, welche von ihm vom 13. Jahrhundert bis zum Jahre 1856 benutzt wurde. In letztgenanntem Jahre wälzte er sich unter entsetzlichen Verwüstungen an Menschenleben, Bauwerken und Anpflanzungen zurück in sein altes nördliches Bett, um ohne ersichtliche äußere Ursache im Jahre 1874 von neuem seinen südlichen Lauf wieder anzunehmen und endlich 1887 denselben wiederum zu verlegen. Allein bei dieser letzten Überschwemmung sollen über 1 Million Menschen ertrunken sein.

§ 13. **Riesentöpfe und Erdpyramiden.** Eigentümliche Formen der Erosionswirkung sind die Riesentöpfe und die Erdpyramiden. Erstere entstehen am Fuße von Wasserfällen und in Stromschnellen, ferner in Gletscherbächen unter dem Gletscher durch Evorsion (siehe S. 122), also auf die Weise, daß Geschiebe vom Strudel auf dem felsigen Untergrund in kreisender Bewegung erhalten werden, wodurch sie sich bis 12 und mehr Meter tiefe, kessel- oder schachtähnliche, kreisrunde Löcher in das härteste Gestein bohren. Sie zeigen nicht selten auf ihrer glattgeschliffenen Innenseite spiralige, der allmählichen Einbohrung entsprechende Furchen und umfassen auf ihrem Grunde oft noch die rund gescheuerten Gerölle.

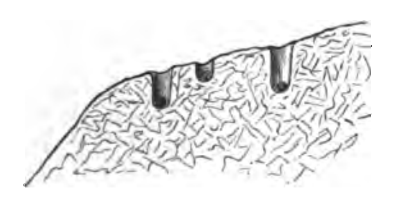


Fig. 53. Kleinere Riesentöpfe auf dem Boden einer Stromschnelle.

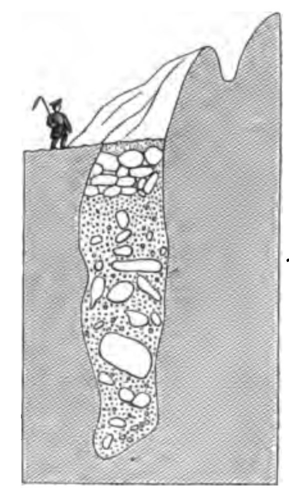


Fig. 54. Riesenkessel von Bakelaget bei Kristiania Norwegen. Nach *Brögger* und *Reusch.*

welche als Bohrmaterial gedient haben. Sehr großartige Riesentöpfe sind diejenigen der Gegend von Kristiania in Norwegen (Fig. 54), der Maloja im Engadin und im Gletschergarten von Luzern, solche von kleineren Dimensionen sind auch in Thüringen und Sachsen (Chemnitztal, zwischen Nossen und Freiberg, sächs. Schweiz) bekannt (Fig. 53).


Fig. 55. Erdpyramiden bei Bozen

Die Erdpyramiden können im Gegensatze zu den Riesentöpfen nur in lockeren, lehmig-sandigen Schuttanhäufungen entstehen, welche größere Gesteinsfragmente und Gerölle umfassen. Jedes dieser letzteren wirkt bei eintretender, von der Oberfläche nach der Tiefe zu fortschreitender Erosion durch die aufschlagenden Regen wie ein Schirm als Schutz für seine Unterlage, so daß schlanke Säulen oder spitzpyramidale Partien von feinem Schutt stehen bleiben, die auf ihrem oberen Ende eine von einem größeren Felsstück gebildete Kappe tragen (Fig. 56). Am ausgezeichnetsten und zwar 30 bis 35 m hoch kennt man solche Erdpyramiden

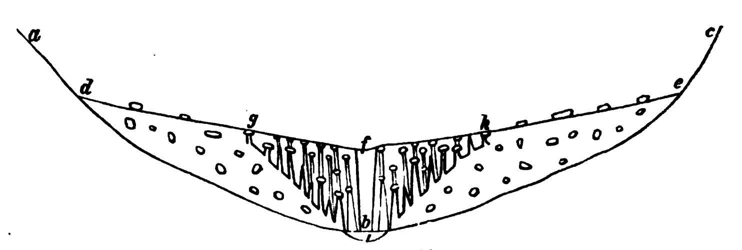


Fig. 56. Erdpyramiden.
abc Felsuntergrund, *de* Grundmoräne mit Blöcken, *fghb* Erdpyramiden.

im Glacialschutt von Bozen in Südtirol (Fig. 55). Die nämlichen Erosionsformen resultieren aus mit Lavablöcken gespickten vulkanischen Tuffen (Auvergne, am Argäus, in den Rocky Mountains).

§ 14. **Denudation.** Unter Denudation versteht man im Gegensatz zu der die Talfurchen einschneidenden Erosion die Abspülung und Abtragung ausgedehnter Flächen von Gesteinsmaterial. An der Denudation beteiligen sich sämtliche oben geschilderten gesteinszerstörenden und -transportierenden Prozesse, einerseits Verwitterung, Frost, Insolation, anderseits die abtragende Tätigkeit der Niederschläge und fließenden Gewässer. Sie betätigt sich überall dort auf der Erdoberfläche, wo die

Niederschlagsmengen und die Neigung des Bodens genügen, um die Produkte der Zerstörung und die Residua der Verwitterung der Gesteine wegzuspülen und zu entfernen (Denudationsregionen).

Der Denudation verdanken die Gebirge ihre jetzige Oberflächengestaltung, wobei die Erosionsrinnen als Abzugskanäle für die fortwährend erzeugten Verwitterungsprodukte und Absturzmassen der benachbarten Berge dienen (siehe S. 87 und 124). Durch diese kontinuierlichen und allseitigen Materialverluste haben letztere allmählich an Stelle ihrer ursprünglich massigen, plumpen Form ihre heutigen Konturen erhalten, dabei aber gleichzeitig auch an Höhe eingebüßt. So beträgt z. B. nach Heim die heute noch übrig gebliebene Gebirgsmasse der Alpen nur ungefähr die Hälfte derjenigen, die durch Faltung emporgestaut wurde, während die andere Hälfte bereits denudiert und durch die Täler weggeführt ist. Durch noch länger andauernde Denudation können alte Hochgebirge zu Hügelland erniedrigt worden sein, in welchem nur noch die innere Tektonik auf die einst hoch emporgestauten Falten hinweist (Rumpfgebirge S. 70). Derartig entstandene, einförmige, ziemlich ebene Denudationsflächen von oft komplizierter geologischer Struktur bezeichnen die amerikanischen Geologen als Peneplains (Davis).

In flacheren Gegenden ist die Wirkung der Denudation dort am augenfälligsten, wo kleine, schollenartige Reste ausgedehnter Schichtenkomplexe als Zeugen deren sonstiger Vernichtung zurückgeblieben sind. Dieselben waren z. T. durch Verwerfungen in tiefere, von der Denudation noch nicht erreichte Niveaus gelangt und sind in dieser geschützten Lage der Abtragung entgangen, — z. T. in Gestalt isolierter kuppen- oder klippenartig emporragender Ruinen übrig geblieben, — endlich als lappenförmige Überreste durch Überlagerung vulkanischer Massen vor Wegspülung beschirmt worden. Beispielsweise mag an die frühere Bedeckung des Landstriches zwischen Kassel und Göttingen, Eisenach, Gotha und Arnstadt durch den Lias erinnert werden, von welchem nur noch kleine isolierte Partien in der Nähe der genannten Orte übrig geblieben sind, während er sonst vollkommen verschwunden ist. Ähnliches gilt von der oberen Kreideformation, welche sich von ihrem norddeutschen Hauptverbreitungsgebiete bis in die Gegend südlich vom Harz erstreckt haben muß, jetzt aber nur noch durch einen kleinen Lappen bei Worbis angedeutet ist. Auch die oberen Keuperschichten zwischen Thüringer Wald und Harz sind zum großen Teile diesem Vernichtungsprozesse verfallen. Analoge Erscheinungen wiederholen sich südwestlich vom Thüringer Walde, wo Bücking die Masse des von einem 1½ □Meile großen Gebiete denudierten Buntsandstein- und Muschelkalkmaterials auf 26000 Millionen Kubikmeter berechnet, die genügen würden, um eine Fläche von 466 □Meilen 1 m hoch zu bedecken. In fast allen Teilen der Kontinente wiederholen sich solche Denudationen, welche als

vernichtende, erniedrigende und oberflächengestaltende Faktoren sowohl während der Jetztzeit, als in früheren Perioden eine sehr große Rolle spielen.

§ 15. **Transport und Absätze von Seiten fließender Gewässer.** Es ist schon hervorgehoben worden, daß die Transportfähigkeit des Wassers von der Schnelligkeit der Bewegung desselben, also von dem Gefälle und der Wassermenge abhängig ist. Demzufolge ist auch der dem Gebirge angehörige Oberlauf der Flüsse der Schauplatz der großartigsten Gesteinsschübe. Hier ist die Bildung von ganz bedeutenden, oft mehrere Tausend Meter breiten Schuttkegeln an solchen Stellen, wo tiefe Schluchten in weite Täler ausmünden, eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Überhaupt werden die Wildbäche oft durch heftige Regengüsse und Wolkenbrüche so geschwellt und mit Gesteinsmassen überladen, daß sie wie gewaltige, Alles vernichtende Schlamm- und Schuttströme aus den Schluchten hervorbrechen und enorme Felstrümmer mit sich führen, um ihre Last, sobald sie in die Weitungen des Haupttales eintreten, wo ihre Transportkraft erlischt, zu einem fächerartig vorgeschobenen Schuttkegel aufzuhäufen (Murbrüche). Unter normalen Verhältnissen werden nur Sand und Schlamm von den Gebirgsbächen treibend und schwebend fortgeführt, die größeren Geschiebe hingegen auf ihrem Boden fortgerollt. Dabei kommt der Umstand in Betracht, daß die meisten Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der Gebirge einen größeren Anteil nehmen, nur ein spezifisches Gewicht von 2,0 bis 2,9 besitzen, so daß sie, im Wasser liegend, fast um die Hälfte ihres Gewichtes erleichtert werden und somit einer geringen Kraft bedürfen, um fortbewegt zu werden. Durch andauerndes Rollen und Aneinanderreiben dieser anfänglich eckigen Gesteinsbruchstücke werden dieselben allmählich zu abgerundeten Geschieben oder Geröllen, wobei zugleich feine, im Flußwasser schwebende und dasselbe trübende Teilchen gebildet werden. Schieferfragmente zerfallen in Platten, deren Ecken sich allmählich abrunden. Die vom Flusse fortbewegten Gerölle werden zu Kies- und Sandbänken angehäuft, welche an ihrem stromaufwärts gerichteten Ende stets wieder abgetragen, dagegen an ihrem unteren Ende in gleichem Maße verlängert werden, so daß sie fortwährend stromabwärts wandern. Besonders intensiv ist dieser Geschiebetransport bei hohem Wasserstande, also durch die Hochwasser. Die Größe desselben ist sehr beträchtlich. So führte die Reuß während der Jahre 1851 bis 1879 jährlich eine Geschiebemenge von fast 150000 cbm in den Urner See, der Rhein 1865 bis 1885 eine solche von 47000 cbm in den Bodensee; die Ache transportiert jährlich etwa 142000 cbm Geschiebe in den Chiemsee und die Donau durchschnittlich 680000 cbm derselben bei Wien vorbei.

Je weiter die Geschiebe fortgeführt werden, desto mehr nehmen sie an Größe ab. Anfänglich, also im Hochgebirge, groß und scharfeckig, runden

sie bereits in kurzen Strecken ihre Kanten ab und verlieren in demselben Verhältnis, wie ihre Entfernung von dem Ursprungsorte zunimmt, an Größe, bis sie, falls der Lauf der Flüsse nicht allzu kurz ist, als Sand und Schlamm, namentlich aber, im Vereine mit den durch oberflächliche Abspülung zugeführten staubförmigen Verwitterungsprodukten, als schwebende Teilchen (Silt, Flußtrübe) an deren Mündung gelangen. Die Quantität dieses feinen Detritus ist zum Teil überraschend groß, steigert sich besonders bei Hochwasser und übertrifft die Geschiebeführung noch um das 10 bis 50fache. So führen der Rhein 4, die Rhône 7, die Donau 82, der Indus 446, der Mississippi 352 682, der Ganges 360 628 Millionen Tonnen Schlamm jährlich ihrer Mündung zu.

Wo die bis dahin starke Neigung der Flußbetten und deshalb die Stromgeschwindigkeit und Transportfähigkeit der Gewässer eine geringere wird, setzen sich die Gerölle ab. Es ist dies der Natur der Sache nach namentlich im Unterlaufe der Ströme der Fall. Hier vermögen dieselben ihr Bett in beliebigen Richtungen zu verschieben und zwar findet an den Prallstellen des geschlängelten Flußlaufes Erosion, an den gegenüberliegenden Orten Ablagerung der Geschiebe statt, so daß sich der Fluß nach der Seite seines Anprallens vorschiebt, während sich gleichzeitig auf der gegenüberliegenden konvexen Seite Kies und Sand aufschüttet. Auf diese Weise bilden sich im Flußlaufe tiefe, zuweilen dicht aneinander gereihte, sich abwechselnd nach links und rechts wendende Bogen. Durch seitliche, sowie flußabwärts gerichtete Verschiebung dieser Mäander entstehen ausgedehnte, oft von sichelförmigen Stücken der alten Flußschlingen unterbrochene Kies- und Sandflächen beiderseits des Stromes.

Da die Flüsse, welche große Geröllmengen mit sich führen, durch deren fortwährende Ablagerung ihr Bett erhöhen und es durch Bank- und Inselbildung verengen und gabeln, so ergießen sich, bis die Ufer der Ströme künstlich reguliert und eingeengt werden, deren Wasser bei jeder Hochflut über die von ihnen hergestellten Talauen (Inundationsflächen), so daß die Stromtäler oft weite, meilenbreite Seen bilden, in welchen sich, je nach der Entfernung derselben von dem Gebirge, Kies, Sand und Schlamm absetzen. Je niedriger die Ufer sind, desto mehr wird das flache Uferland mit Detritus überschüttet. Vertieft sich im Laufe der Zeit das Bett des Stromes durch Erosion, so werden die ursprünglichen fluviatilen Ablagerungen, welche auf beiden Seiten der Flüsse mehr oder weniger breite Zonen bilden, wieder vernichtet, um neuen, tiefer liegenden Platz zu machen. Bleiben schmale Streifen der alten Kies- und Sandablagerungen an den Abhängen der benachbarten Talgehänge zurück, so werden diese als Schotterterrassen und zwar als Erosionsterrassen bezeichnet, sind in allen Gebirgstälern häufige Erscheinungen und wiederholen sich hier oft in

verschiedenen Niveaus übereinander*). In diesem Falle sind entsprechend den einzelnen Stadien der fortschreitenden Talvertiefung die höchst gelegenen Schotterterrassen, ganz wie die in die Felsgehänge selbst eingeschnittenen Felsterrassen, die ältesten, die tiefer gelegenen die jüngeren Gebilde. Ganz ähnlich gestaltete Schotterterrassen entstehen jedoch auch auf die Weise, daß durch übermäßige Zuführung von Gebirgsschutt der Boden bereits fertig existierender Täler erhöht wird, ja letztere ganz ausgeebnet werden. Schneidet sich später der Fluß von neuem in diese Ablagerungen ein und verlegt seine Erosionsarbeit immer tiefer, so können stufenförmig herausmodellierte Reste der Geröllausfüllung der Täler an deren Gehängen in Form von Schotterterrassen zurückbleiben (Akkumulationsterrassen). Ihre Gestalt ist den erstbeschriebenen sehr ähnlich, nur entstammt, umgekehrt wie bei letzteren, das Material der höchsten Terrasse einem jüngeren Zeitabschnitte als das der untersten.

§ 16. **Deltas.** Dort, wo die Flüsse ihre Wassermassen in Seen oder in das Meer ergießen, bilden sich unter gewissen Bedingungen durch den Absatz mechanisch fortgeführten Gesteinsmateriales Deltas**). Die Seen, welche von den aus dem Gebirge tretenden Flüssen durchströmt werden, dienen deshalb als Klärungsbecken, in welche die Gewässer, mit Schutt, Schlamm und Sand beladen, eintreten und welche sie vollkommen klar und ohne eine Spur mechanisch suspendierter Teilchen verlassen. Diesem Zwecke dient beim Rhein der Bodensee, der Vierwaldstätter See bei der Reuß, der Brienzer und Thuner See bei der Aar, der Genfer See bei der Rhône. Die Deltas, welche diese Ströme an ihren Einmündungsstellen bilden, bestehen aus abwechselnden Sand-, Kies- und Lehmlagen, welche eingeschwemmte Reste von Pflanzen, Land- und Süßwassertieren in größerer oder geringerer Menge einschließen und zum Teil regelmäßige, allseitig flach abfallende, zum Teil aber auch und zwar namentlich bei den an Hochfluten reichen Strömen höchst verworren gelagerte Schichten bilden. Die schweren Geschiebe werden unter normalen Verhältnissen direkt an der Mündung des Flusses abgesetzt, während Sand und Schlamm weiter und die feinen schwebenden Teilchen bis zu noch größerer Entfernung fortgeführt werden. Die Sonderung des Gesteinsmateriales nach der Korngröße würde eine gleichmäßige und durchgehende sein, wenn die Stromschnelligkeit der in den See tretenden Gewässer sich stets gleich bliebe; da sie aber in gewissen Zeiten durch Anschwellen der Ströme vergrößert, in anderen durch Abnahme der Wassermenge verringert wird, so werden auch zeitweilig größere Geschiebe und grober Sand so weit in den See geschleudert, als unter anderen Be-

---

*) Vergl. A. Heim, Erosion im Gebiete der Reuß. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs. 1879. S. 1. — A. Bodmer, Terrassen und Talstufen in der Schweiz. Zürich 1880. — A. Penck, Periodizität der Talbildung. Verh. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1884. S. 39.

**) Rud. Credner, Die Deltas. Peterm. geogr. Mitt., Ergänzungsheft Nr. 56. 1878.

dingungen die feinsten Schlammteilchen gelangen werden. Daher die Abwechslung grober Kies- und feiner Lehmschichten. Die entstehenden Deltas haben die Gestalt flacher Kegel mit oben steilerer, an ihrem Fuße immer flacher werdender Böschung. So erstreckt sich das Delta der Aar bei deren Eintritt in den Brienzer See etwa 1100 bis 1200 m weit in diesen letzteren hinein; die abgelagerten Schuttmassen bilden nahe der Flußmündung eine Böschung von 30—35°, die jedoch mit der Entfernung von jener immer flacher wird und sich allmählich an den fast horizontalen Boden des Sees anschmiegt. Ähnliches gilt von dem seit der 1851 erfolgten Geradelegung der Reuß im Vierwaldstätter See gebildeten Delta. Dasselbe hatte 1878 einen Inhalt von etwa 4 Millionen Kubikmetern, so daß die Reuß an ihrer Mündung jährlich durchschnittlich 150 000, täglich etwa 548 cbm Geschiebematerial ablagert*).

Die Bildung von Deltas an der Ausmündung größerer Ströme in das Meer wird überall dort vor sich gehen, wo letztere durch vor ihnen liegende Flußbarren und Uferwälle geschützt sind. Dadurch werden Lagunen gebildet, in welche vom Flusse Sand, Schlamm und schwebende Teilchen geführt und dort in ähnlicher Weise wie in einem ruhigen Binnensee abgelagert werden. Durch fortgesetzte Niederschläge werden die Lagunen allmählich ganz oder teilweise ausgefüllt, so daß sich der neugebildete Boden im Laufe der Zeit über das Meeresniveau erhebt und ein flaches, von sich verzweigenden Flußarmen durchfurchtes und seichte Seen, die Überreste der Lagunen, umfassendes Land bildet, an dessen Meeresufern sich die sandigen Uferwälle erheben. Nur ausnahmsweise und zwar hauptsächlich infolge von Menschenhand aufgeführter Strombauten überschreiten die Deltaabsätze die Uferwälle und treten in das offene Meer vor (marine oder vorgeschobene Deltas). Eine viel allgemeinere Bedeutung für die Genesis der Deltas, als den Uferwällen, schreibt R. Credner (l. c. S. 40) den säkularen Hebungen der Festlandsküsten zu, infolge deren die submarinen Absätze der Flüsse über den Wasserspiegel hervortauchen.

Einige der bedeutendsten Deltas sind die des Rheines, der Rhône, des Po, der Donau, des Niles, des Ganges und des Mississippi.

Das Delta des Niles ist eine vollkommen horizontale Ebene von 22 194 qkm Größe und von der Gestalt eines Dreieckes (s. Fig. 57). Die nach dem mittelländischen Meere zugewandte Basis desselben bildet einen weiten, nach diesem zu konvexen Bogen und ist gegen das Meer hin von einem sich über das Delta erhebenden, nur stellenweise unterbrochenen, ebenfalls bogenförmigen Damm von zum großen Teile aus Schalenfragmenten rezenter Mollusken, Bryozoen und Foraminiferen gebildeten Kalkstein, dem Uferwall, begrenzt. Das Delta selbst ist von den beiden, sich vielfach verzweigenden

---

*) A. Heim, Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs. 1879. S. 1. Taf. II.

Armen des Niles (dem von Rosette und dem von Damiette) durchschnitten und von vier großen, sehr seichten Lagunen unterbrochen, welche vom Meer durch den Uferwall getrennt sind, immer mehr von Sand und Schlamm angefüllt und deshalb einst vollkommen verschwinden werden. Das ganze

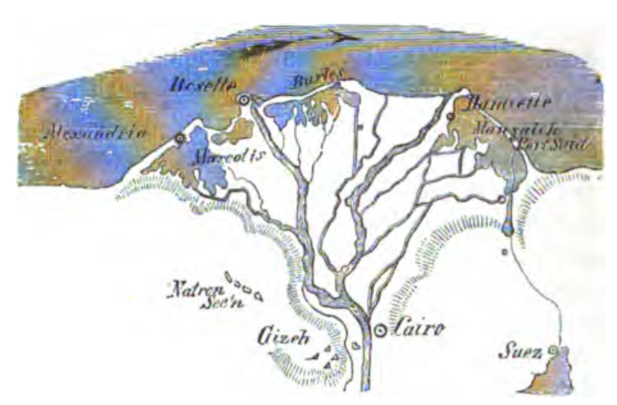


Fig. 57. Das Nildelta.

Delta besteht bis zu 14 oder 15 m Tiefe aus horizontalen Schichten eines bei den periodischen Überschwemmungen des Niles abgesetzten feinen, braunroten Lehmes, unter welchem sich Ablagerungen von Meeressand ausbreiten. Die Höhe der Absätze des Nilwassers im Gebiete des Deltas wird auf 61 mm im Laufe von 100 Jahren geschätzt. Aus alle dem geht hervor, daß der Nil ursprünglich in eine Bucht mündete, welche nach dem Meere zu von einem Uferwalle begrenzt und welche allmählich von Nilschlamm ausgefüllt und so zum Nildelta umgestaltet wurde.

Viel zerschlitztere und unregelmäßigere Gestalt hat das Mississippi-Delta, weil ihm ein umrandender Uferwall fehlt. Dasselbe besitzt über 320 km Länge, über 300 km Breite, besteht aus äußerst flachem, niedrigem, meist überschwemmtem Lande, welches außer durch den Hauptstrom des Mississippi von einer bedeutenden Anzahl sich vielfach verzweigender Nebenarme (Bayus) durchschnitten und von Sümpfen und flachen Lagunen unterbrochen wird. Von dem eigentlichen Delta aus streckt sich der beiderseits von einem Streifen jüngster Alluvionen eingedämmte Mississippi noch 65 km weit in das Meer hinaus, um sich dann in drei divergierende, von schmalen Dämmen begleitete »Pässe« zu teilen. Die Mächtigkeit der Deltaabsätze beträgt bei New-Orleans etwa 10 m, weiter südlich bis zu 30 m; ihre Anschwemmung und Ablagerung geht jedoch so schnell vor sich, daß in kürzester Zeit die bedeutendsten Veränderungen der Konturformen des Deltas hervorgebracht werden, und die Pässe des letzteren in gewissen Jahren um mehr als 80 m anwachsen und in das Meer vorrücken.

Ganz anderer Art sind die Erscheinungen in Flußmündungen an Küsten, welche sich im Zustande langsamer Senkung befinden. Durch letztere wird die Bildung von Deltas verhindert, indem die abgesetzten Sedimente zwar Sandbänke, Untiefen und Barren aufbauen, aber den Wasserspiegel nicht erreichen. Daher rührt die weitgeöffnete, trichterförmige Gestalt solcher Flußmündungen. Dies gilt z. B. von der Elbe, Weser, Seine, Loire, dem Hudson, Delaware, Amazonas u. a. an sich senkenden Küsten mündenden Flüssen (vgl. S. 60).

§ 17. **Abflußlose Gebiete***). Von großer geologischer Bedeutung sind auch die Erzeugnisse der Tätigkeit des Wassers in regenarmen, abflußlosen Gebieten, die durch keinerlei Wasserrinnen mit dem Weltmeer in Beziehung stehen, also die Wüstenländer, um so mehr als diese $1/5$ des gesamten Festlandes einnehmen. In ihnen, also nicht wie sonst im Meere, finden alle diejenigen gesteinsbildenden Vorgänge, die in ihnen eingeleitet werden, zugleich auch ihren Abschluß. Innerhalb solcher Regionen werden durch zeitweilige heftige Regengüsse und Wolkenbrüche die Gebirge durch Schluchten und Täler, die Hochflächen durch regellose, rasch wieder trocken liegende Talsysteme zerschnitten, gletscherartige Steinströme in Bewegung gesetzt, ungeheure Schutt-, Kies- und Sandmassen produziert, welche Riesenblöcke enthalten und Täler und weite Einsenkungen in erstaunlicher Mächtigkeit ausfüllen. Die durch die Verwitterung gelieferten, effloreszierenden, sehr verschiedenartigen Salze werden von den seltenen und kurzen Regen aufgelöst und entweder mit den Lehmen und Tonen wieder abgesetzt oder abflußlosen Seen zugeführt. Diese verdampfen unter dem Wüstenklima und liefern dann Kalksinter, Gyps- und Salzlager und Salztone mit Gypskrystallen. In den tonigen Sedimenten sind die Reste der artenarmen, aber individuenreichen Faunen, welche die salzigen Seebecken belebten, sowie der Bewohner des benachbarten Landes enthalten.

§ 18. **Die mechanische Tätigkeit des Meeres.** Nur der bewegte Ozean übt eine mechanische Tätigkeit aus. Die Meereswasser werden durch die ozeanischen Strömungen, die Gezeiten, Sturmeswogen und Wasserbeben in den Zustand der Bewegung versetzt**).

Die mechanische Tätigkeit des Meeres kann wie die der fließenden Gewässer eine zerstörende, transportierende und absetzende sein. Der zerstörende Effekt der See auf ihre Küsten beruht auf der Höhe der Flut, auf der Richtung und Schnelligkeit der Flutwelle, auf der Richtung der vorwaltenden Winde und Stürme, auf der Gewalt der Wogen, auf der

*) J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.

**) v. Boguslawski und Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. II. Stuttgart 1887. — F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886 und 1901. Kap. IX. — A. Philippson, Typen der Küstenformen. Berlin 1893. — A. Supan, Physikalische Erdkunde. 2. Aufl. Leipzig 1896. II. Abschn.: Das Meer.

petrographischen Beschaffenheit und dem geologischen Bau der Ufer, sowie auf den Konturen und der Steilheit derselben. Granit, Gneiß, Syenit widerstehen dem Anpralle der Wogen besser, als Sandstein, Schiefer, Mergel und Kalkstein, — horizontale oder landeinwärts fallende Schichten werden leichter unterwühlt und vernichtet, als seewärts geneigte, auf denen die Welle widerstandslos hinaufläuft, — an flachen, sandigen Küsten tritt mehr die aufbauende Tätigkeit des Meeres hervor und eine an Vorgebirgen und Buchten reiche Küste wird durch die Vermehrung der Angriffspunkte unter sonst gleichen Verhältnissen eine stärkere Zerstörung und Veränderung erleiden, als geradlinige Strecken. Die Wogen des Ozeanes wirken mit der zerstörenden Kraft eines Wasserfalles auf die Küsten, welche unter diesem Einflusse beständigen Veränderungen unterworfen sind. Zunächst entsteht unter der Einwirkung der Brandung an Steilküsten im Niveau der ersteren eine horizontal verlaufende hohlkehlenartige Einkerbung. Die ihrer Basis beraubte Felswand stürzt herab, — die Gesteinstrümmer werden von den Wogen zerkleinert, abgerundet und wie Projektile gegen die Küste geschleudert, — die Unterminierung und der Einsturz wiederholen sich, — die Brandungslinie rückt landeinwärts, — es entsteht eine flach ansteigende Brandungsterrasse (Fig. 58 *ac*). Mit ihrer Verbreiterung schwächt sich die erodierende Wirkung der Brandungswogen und hört endlich ganz auf. Die Gestade der Insel Helgoland, sowie die felsigen Küsten von Norfolk und Suffolk in England zeigen, wie großartig die zerstörende Macht des Meeres ist.

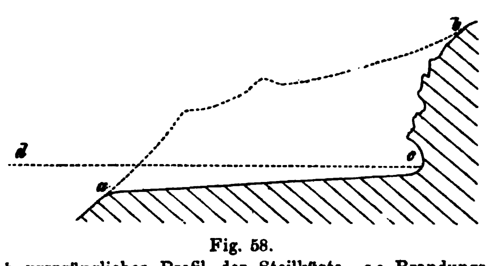


Fig. 58.
ab ursprüngliches Profil der Steilküste, *ac* Brandungsterrasse, *cd* Meeresniveau bei Fluthöhe. Nach *F. v. Richthofen.*

Ist dahingegen die Küste, auf welche die Meeresbrandung einwirkt, einer säkularen Senkung unterworfen, so bewirkt die langsam landeinwärts

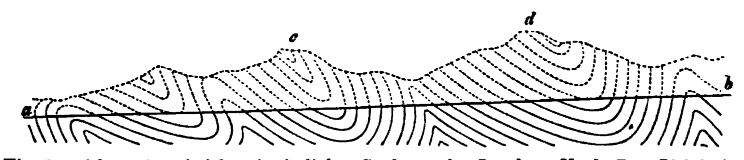


Fig. 59. Abrasion bei kontinuierlicher Senkung des Landes. Nach *F. v. Richthofen.*
ab Abrasionsfläche, *acd* abgetragene Gebirgsmasse.

schreitende Brandungswelle eine Abtragung, Abrasion, durch welche ausgedehnte Territorien und ganze Bergmassen betroffen werden können (Fig. 59). An die Stelle der letzteren treten ebene, flachwellige oder bei

ruckweiser Verschiebung der Strandlinie terrassenförmig aufsteigende Abrasionsflächen, deren Oberflächengestaltung dann mit ihrer inneren Tektonik in keinerlei Zusammenhang, ja in Widerspruch zu stehen pflegt. Der durch die Brandungswelle erzeugte und fortgeführte Detritus kann sich unmittelbar auf dem neu erzeugten Meeresgrunde ablagern, so daß mit der Abrasion eine übergreifende (transgredierende) Schichtenbildung (siehe S. 63) Hand in Hand geht*).

Was die Tätigkeit des Ozeanes als Transportmittel der in denselben geführten Sande und Kiese betrifft, so beschränkt sich dieselbe wesentlich auf schmale und flache, von den Wellen aufgewühlte Küstenstriche, und zwar ist sie hier darauf gerichtet, die aus den Flußmündungen herausgeschwemmten Schutt- und Sandmassen an die Küsten zurückzutreiben, sie diesen eine Strecke weit entlang zu führen und sie dann dort abzusetzen (Litoralbildungen). Weder Ebbe und Flut, noch Sturmeswogen dienen zur ozeanischen Verbreitung des kontinentalen (terrigenen) Schuttes und Sandes, im Gegenteile drängen sie denselben an die Küsten zurück. Deshalb können sich auf dem eigentlichen Meeresgrunde keine klastischen Gesteine, wie Sandsteine oder Konglomerate bilden, deren Ablagerung auf die seichten Küstenzonen beschränkt bleibt. Selbst die von den Wassern in Suspension gehaltenen feinsten Sand- und Schlammteilchen erhalten, trotz der Strömungen des Meeres, keine sehr weite Verbreitung in diesem, weil dessen Salzgehalt einen überaus raschen Absatz der Trübe herbeiführt. Die durch den letzteren erzeugten Ablagerungen von blauem und grünem Schlick**) dehnen sich höchstens bis 450 km Entfernung von der Küste aus, können sich aber hierbei bis in große Meerestiefen erstrecken. Die gröberen Sand- und Kiesmassen, welche die Flüsse dem Ozeane zuführen, vermehrt um die Produkte der die Küsten zerstörenden Meereswogen, werden von den Wellen zu Strand- oder Uferwällen aufgeworfen, wo die Wogen unablässig an ihrer Zerkleinerung arbeiten, die feineren Sandkörnchen mit sich zurücknehmen und an dem Fuße des aus dem zurückbleibenden gröberen Materiale bestehenden Dammes wieder ablagern. Auch an dem Ausgange flacher Buchten türmen sie sich auf und verwandeln diese allmählich zu Binnenseen oder Lagunen. Münden Flüsse in diese letzteren ein, so wird, wie S. 135 gezeigt, deren Absätzen Gelegenheit zu Deltabildungen und allmählicher völliger Ausfüllung der Lagunen gegeben. An allen Küsten, an denen sich überhaupt Raum zu ihrer Ausbildung findet, zeigen sich diese Uferwälle. In Deutschland ziehen sie sich von Schleswig die Nordsee entlang bis nach Holland, an den Gestaden der Ostsee treten sie als Nehrungen

*) F. v. Richthofen, l. c. S. 336—364.

**) Murray and Renard, Report on Deep-Sea Deposits etc. London 1891. — Futterer's Referat hierüber: N. Jahrb. 1893. II. S. 281.

zwischen den Lagunen der Flußmündungen (den Haffen) und der offenen See auf (siehe Fig. 60). Selbst an Stellen, wo diese Uferwälle durch Flußmündungen unterbrochen scheinen, sind die Lücken nur oberflächlich, indem eine Sandbank, die Barre, in der Fortsetzung des Uferwalles die Mündung der meisten größeren Ströme quer durchzieht. Ganz ähnliche Erscheinungen sind die Peressips, welche an der Westküste des Schwarzen Meeres die Mündung vieler Ströme bogenartig umziehen, so daß vollständig abgeschlossene Seen entstehen, die durch in den Wall eingeschnittene Kanäle mit dem Meere kommunizieren.

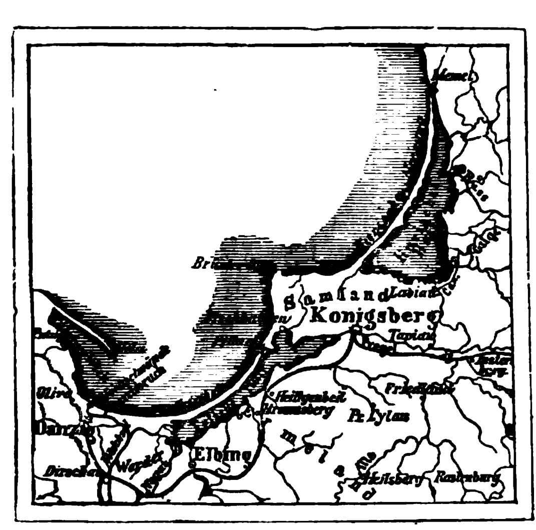


Fig. 60. Frische und kurische Nehrung (Uferwälle); frisches und kurisches Haff (Lagunen).

Nirgends sind diese vorgeschobenen und vom Festlande durch einen Strich flachen Wassers getrennten Uferwälle so vollkommen ausgebildet, wie an der Ostküste Nordamerikas von Long Island bis Florida, und zwar namentlich in der Nachbarschaft des Kap Hatteras.

Da in den von Uferwällen umzogenen Ästuarien und Lagunen eine Mischung von Meeres- und Süßwasser stattfindet, so bergen sie eine ganz eigentümliche Fauna, deren Reste für die dort abgelagerten Brackwasserbildungen charakteristisch sind.

In manchen Gegenden wird das Material der Strandwälle durch kalkhaltige Gewässer zu einem Konglomerate verkittet und dadurch zu einem festen Gesteine umgewandelt, meist aber bleibt es eine so lose Anhäufung, daß die von der See wehenden Winde den feinen Sand von den groben Geröllen und Kiesen trennen, ihn als Flugsand landeinwärts treiben und zu Dünen aufhäufen (siehe: Winde).

Überall zeigt es sich, daß die augenblickliche Erscheinungsweise der Erdoberfläche nur ein vergängliches Bild in dem Umgestaltungsprozesse unseres Planeten, nur eine momentane Gruppierung des ruhelos wandernden Stoffes ist, welcher nur scheinbar eine gewisse Stabilität bewahrt. In allen Richtungen wird das Wasser seiner Aufgabe gerecht: die flache, ursprünglich von Gebirgen noch nicht unterbrochene Gestalt der Erde wieder herzustellen.

2. Das Eis als geologisches Werkzeug.

Die Mitwirkung des Eises auf die Gestaltung der Erdoberflächenverhältnisse hat sich der Natur der Sache nach weniger durch Wassereis, als durch die größeren Ansammlungen von Landeis, welche man als **Gletscher** bezeichnet, geltend machen können.

Literatur.

A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.

§. 1. **Wesen der Gletscher.** Gletscher sind Eisströme, welche in den Hochschneefeldern entspringen und sich in langsamem Flusse talabwärts bewegen. Die Heimat des Hochschnees sind die oberhalb der Schneelinie gelegenen Partien des Hochgebirges, sowie das Innere des polaren Festlandes, wo er sich als Niederschlag der atmosphärischen Feuchtigkeit bildet. Hier bleibt er infolge der Kälte und Trockenheit der Luft fast unverändert und würde in das Unendliche anwachsen, wenn die Schneemassen nicht nach unten preßten und dadurch ihre ursprüngliche Lagerstätte verlassen müßten. Dabei bildet er sich zu rundlichen Körnern, dem Firn, dann infolge von Druck und Durchtränkung mit gefrierendem Wasser zu kompaktem Firneis und in noch tieferen Niveaus zu Gletschereis um. Jedoch gestaltet sich der Firn nicht erst an seiner unteren, als Firnlinie bezeichneten Grenze zum Gletscherstrom, es ist dies vielmehr nur die Region, in welcher der bereits auf dem Boden der Firnanhäufung fertig gewordene Gletscher unter seiner Firnbedeckung hervortritt. Diese ist anfänglich dünn, je höher man sich jedoch von der Firnlinie entfernt, desto schwächer wird die Eislage auf dem Grunde des Firnes und desto mächtiger dieser selbst. Der Druck der oberen Firnmassen auf den darunter gelegenen Firn ist die Veranlassung zur Vereisung des letzteren und somit zur Gletscherbildung.

Die Firnschneefelder sind demnach die Nähr- oder Sammelgebiete, aus denen die Gletscher entspringen und ernährt werden, so daß sich Gletscher und Schneefelder zu einander verhalten, wie ein Fluß zu dem See, welchem er Abfluß verschafft. Es bewegt sich also auch die Firnmasse fort und fort abwärts, bis sie in oben angegebener Weise in Gletschereis umgewandelt wird und dann als solches die Bewegung fortsetzt. Die erste Bedingung für die Entstehung der Gletscher ist demnach die Existenz von Sammelgebieten des Firns, also innerhalb der Schneeregion gelegener Areale der Erdoberfläche. Je nach der Gebirgsgestaltung dieser Firngebiete hat man dreierlei Typen der Vergletscherung zu unterscheiden. Bei den alpinen Gletschern bestehen deren Nährgebiete aus weiten Mulden und Kesseln, welche von Gebirgskämmen, Graten und Gipfeln steil umrandet und abgeschlossen werden. Aus dieser Firnmulde wächst der Gletscher heraus und ergießt sich, wie ein Fluß dem Tale folgend, zum Teil bis

weit unter die Schneelinie. Die großen Eisströme nennt man Gletscher erster Ordnung, die kleineren, nicht bis auf die Talsohlen herabreichenden Gletscher zweiter Ordnung, Hängegletscher oder Jochgletscher. Einen von diesen scharf individualisierten alpinen Gletschern verschiedenen Typus repräsentieren die Vergletscherungen Skandinaviens und Grönlands. Die Plateauhochflächen Skandinaviens tragen, soweit sie in die Schneeregion hineinragen, flache, weit ausgedehnte Firnfelder (Justedalsbrae = 900 qkm), aus deren Rande sich zahlreiche kleine, meist steile Gletscher radial in die Täler ergießen. Ihnen allen ist ein Nährgebiet gemeinsam. Die grönländische Vergletscherung endlich besteht in einer gewaltigen, über 1000 m mächtigen, allgemeinen Eisüberflutung (Inlandeis, Binneneis), aus welcher nur randlich ganz vereinzelte Felsgipfel (Nunataker) hervorragen. Die Oberfläche dieses Binneneises senkt sich vom Inneren erst flach, dann steiler nach der Küste. Dasselbe bewegt sich als einheitliche Masse radial und zerteilt sich erst am äußersten Rande in große Auslaufsgletscher, welche in den Fjords abfließen.

§ 2. **Innerer Bau der Gletschermasse.** Die Gletschermasse besteht aus dicht an einander gepreßten, unregelmäßigen, krystallinen Eiskörnern und besitzt eine plattig lamellare Struktur, indem sie sich aus lauter sich allseitig auskeilenden Blättern und Lagen zusammensetzt, von denen die einen dicht, homogen, durchsichtig und blau, die anderen mit jenen wechsellagernden schaumig, blasig und weiß sind (Blaubänderstruktur). Diese verschiedenartigen Eislagen schmelzen auch verschieden schnell, die glasigen langsamer, die schaumigen schneller. Infolge dessen erscheint deren die einzelnen Lagen schneidende Oberfläche bei günstiger Beleuchtung durch zahllose Rippen und Furchen moiréeartig liniiert.

Die Lagerungsweise dieser Blaubänderstruktur ist eine freilich von den Konturen des Gletscherbettes und Hemmnissen aller Art in mannigfachster Weise modifizierte Muldenform. Breitet sich der Gletscher aus, so bilden seine Eislagen eine flache Mulde; meist stehen die Bänder in der Mitte senkrecht und fallen an den beiderseitigen Rändern steil gegen die zentrale Zone ein; wird dem vordringenden Gletscher durch Felsvorsprünge ein besonders starker Widerstand geleistet, so biegen sich die Eislagen fächer-, schalen- oder wellenförmig, zickzack- oder maserartig zusammen. Diese Band- und Lagenstruktur des Gletschereises ist als eine Folge des Druckes, als eine der falschen Schieferung entsprechende sekundäre Erscheinung aufzufassen. Unabhängig von ihr verläuft die meist fast horizontale wirkliche Schichtung der Gletschermasse, welche besonders durch Staub und Sand führende Lagen angedeutet wird.

§ 3. **Bewegung der Gletscher.** Die Gletschermasse füllt die von den Firnfeldern sich nach abwärts ziehenden Täler in ihrer ganzen Breite und bis zu ziemlicher Höhe aus und fließt in ihnen unaufhaltsam und

beständig talabwärts. Sie befindet sich in einem plastischen Zustande; infolge dessen werden ihre Bewegungen durch Verengungen ihres Bettes oder Unebenheiten des Bodens nicht verhindert, vielmehr schmiegt sie sich den letzteren an, quillt durch Engpässe hindurch und breitet sich bei Erweiterung des Tales wieder aus. Tritt einer vorrückenden Gletschermasse ein niedriges Felsenriff in den Weg, so schiebt sie sich an demselben in die Höhe und über dasselbe hinweg; in ähnlicher Weise drängt sie sich Felsenabhänge hinab und spaltet sich dabei in verschieden gestaltete Eisblöcke. Mehrere Gletscherströme können sich zu einem Hauptgletscher vereinigen und verschmelzen dann zu einer einzigen Gletschermasse. Die Oberfläche der Gletscher ist nur an solchen Stellen ziemlich eben und zusammenhängend, wo die Neigung der Talsohle eine gleichmäßige ist, dort aber, wo sich letztere, also das Gefälle ändert, wo demnach Unebenheiten des Untergrundes zu überwinden sind, zerberstet die gegen Zug nicht nachgiebige Gletschermasse und wird durch tiefe, breite Querspalten durchsetzt (Fig. 61 *a*). An Punkten aber, wo eine Veränderung der Breite und zwar eine Erweiterung des Gletscherbettes eintritt, entstehen Längsspalten (Fig. 61 *b*), an Vorsprüngen des Ufers Randspalten, welche anfänglich mit 45° aufwärts gegen die Mitte des Gletschers gerichtet sind. Plötzliche Abstürze des Talgrundes sind die Veranlassung einer vollkommenen Zerklüftung und Zerberstung der ganzen Eismasse in lauter kleinere und größere Blöcke, also zur Bildung eines Eisfalles (Gletscherkaskade). Kreuzen sich zwei Spaltensysteme, so entstehen turm- und obeliskenartige Eisfelsen, die sogenannten Eisnadeln, welche oft unter donnerartigem Gedröhne zusammenstürzen. Die Gletscherspalten sind ebenso von dem Profile des Gletschergrundes und dem Verlauf der Gletscherufer bestimmt, wie jede Brechung der Oberfläche eines fließenden Gewässers durch Neigung und Beschaffenheit des Flußbettes. Wie die geringste Stromschnelle stets an derselben Stelle verharrt, wie zu dem gewaltigsten Fall das Wasser in ruhigstem Fluß herannahen kann und unter ihm allmählich die Wogen sich wieder beruhigen und zur ebenen Oberfläche ausgleichen, gerade so ist es auch mit dem Gletscher. Stets tun sich die Spalten an derselben Stelle auf, rücken vorwärts, um sich dann wieder zu schließen, während an ihrer Ursprungsstelle neue Spalten sich aufgetan haben. An derselben Felsecke am Mer de Glace, an der Saussure die strahlenförmig verlaufenden Spalten zuerst entdeckte,

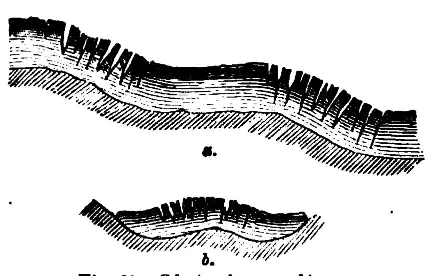


Fig. 61. Gletscherspalten. *a* Querspalten, *b* Längsspalten.

trifft man sie heute noch; unter der Stelle schließen sie sich wieder. Unter dem wildesten Chaos von Eisnadeln sammelt sich der Gletscher wieder zum zusammenhängenden Ganzen.

Die von der Höhe nach der Tiefe gerichtete Bewegung des Gletschereises ist eine regelmäßige und beständige, nie ruckweise vor sich gehende, welche nicht nur auf den Sommer beschränkt ist, sondern sich auch während des Winters betätigt, aber im Hochsommer am größten ist, wo der Gletscher von Schmelzwassern durchdrungen und am beweglichsten ist. Ebenso tritt auf steilen Senkungsflächen bei sonst gleichen Verhältnissen eine Beschleunigung der Bewegung ein. Die gesamte Gletschermasse beteiligt sich jedoch an dieser steten Fortbewegung nicht in gleichem Grade, es verhält sich vielmehr der Gletscher in dieser Beziehung durchaus wie ein Strom, indem seine mittlere Zone schneller vorrückt als seine Ränder, seine Oberfläche schneller als sein Boden. Eine quer über einen Gletscher gezogene gerade Linie würde sich deshalb nach einiger Zeit zu einer erst flachen, dann sich immer stärker krümmenden Kurve ausbilden. Dies gilt tatsächlich von den Querspalten, die sich dementsprechend zu talabwärts konvexen Bogen ausziehen. Schließen sich dieselben, so bleiben oberflächliche Furchen zurück, in denen sich Staub und Sand ansammeln und Schmutzbänder bilden (Fig. 62).

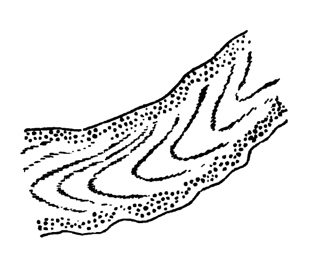


Fig. 62. Schmutzbänder auf einem Gletscher.

Die Größe der Gletscherbewegung hängt von der Masse, also Mächtigkeit des Gletschereises und der Stärke der Neigung seiner Unterlage ab, schwankt demnach in weiten Grenzen und beträgt z. B. bei den Gletschern der Alpen zwischen 15 und 35 cm täglich. Nimmt man als gewöhnlichstes Maß derselben 20—30 cm pro Tag an, so entspricht dies einer jährlichen Bewegung von etwa 75—110 m. Als etwas ganz Abnormales ist die Schnelligkeit der Gletscherbewegung bei dem periodischen Vorrücken des Vernagtgletschers zu betrachten, die z. B. am 1. Juni des Jahres 1845, also an einem Tage, 12 m oder 0,5 m in der Stunde erreichte und mit dem Auge zu verfolgen war. Überraschend groß ist die Schnelligkeit, mit welcher manche Gletscherströme der Westküste Grönlands vorrücken. So beobachtete Helland im Jahre 1875 am Gletscher von Jakobshavn eine mittlere Geschwindigkeit von 14,70—19,77 m in 24 Stunden, E. v. Drygalski 1891 eine solche von durchschnittlich 10,3 m*).

*) Siehe: A. Helland, Mitt. d. Ver. f. Erdk. Leipzig 1877 und Z. d. D. geol. Ges. 1881. S. 693. — Hammer, Peterm. geogr. Mitt. 1883. Heft 4. S. 134. — v. Drygalski, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1892.

Übrigens genügen kaum merkliche Gefälle des Untergrundes (bis hinab zu 1') zur Bewegungsfähigkeit des Gletschereises, ja dasselbe vermag einen Abhang aufwärts zu strömen, falls es in dem tiefer gelegenen Nachbargebiete eine größere Mächtigkeit besitzt, als dort*), Umstände, welche die diluviale Vergletscherung Nordeuropas durch von Skandinavien aus vorrückendes Inlandeis erklären helfen.

Die infolge oberflächlicher Abschmelzung des Eises durch Sonnenbestrahlung, warme Luft und Regen (Ablation) entstehenden Schmelzwasser rieseln in Spalten und unregelmäßigen Kanälen (Gletschermühlen) durch das Eis, durchziehen dasselbe als unzählige Wasseradern und vereinigen sich unter dem Gletscher mit den auf dessen Boden erzeugten Schmelzwassern zu Bachsystemen, um dann am unteren Ende des Gletschers aus einer höhlenartigen Öffnung, dem Gletschertor, hervorzubrechen. Diese Gletscherbäche sind anfänglich trübe, werden aber bald, nachdem sie eine größere Menge von Sand und Schlamm abgesetzt, klar. Das Maß des Abschmelzens des Gletschers ist ein täglich zwischen einem Minimum und Maximum schwankendes. Dasselbe beginnt, wenn die Sonne sich erhebt und die Luft sich erwärmt, dann rinnen überall Fäden des prächtig grünen Schmelzwassers über seine Fläche, immer reichlicher, je höher die Sonne steigt, um abends, wenn die Sonne hinter die Berge gesunken ist, wieder gänzlich zu versiegen.

Die Erklärung der Bewegung des Gletschers, wie solche von Thomson, Tyndall, Helmholtz, Pfaff, v. Drygalski und Heim herrührt, läßt sich nach letzterem folgendermaßen zusammenfassen:

Die Gletscherbewegung geht vor sich infolge der Schwere, also des talabwärts gerichteten Druckes seiner Masse. Sie besteht einerseits in dem Gleiten des Gletschers auf seinem Untergrunde, — anderseits in einer fließenden Bewegung, welche derjenigen dickflüssiger Massen entspricht. Letztere kommt zustande 1. durch die Plastizität des Eises; 2. durch seine Zermalmung in kleinste Teile und durch deren gleichzeitige gegenseitige Verschiebung, wobei dieselben durch Zusammenfrieren (Regelation) direkt wieder verkittet werden; 3. durch partielle innere Verflüssigung des Eises durch Druck und seine Wiedererstarrung. Unter dem hohen Drucke, der auf das Eis wirkt, sinkt der Gefrierpunkt des Wassers; es findet deshalb eine teilweise Schmelzung des Eises zu Wasser von unter Null Grad statt. Letzteres wird herausgepreßt und die talaufwärts gelegenen, abwärts drückenden Eismassen rücken um den Betrag dieser Volumenverminderung nach, die Gletschermasse bewegt sich nach und nach abwärts. Das ausgequetschte Wasser drängt sich zwischen die Körner des Eises, die es

*) E. v. Drygalski, N. Jahrb. 1890. II. S. 163. — Ders., Grönland-Expedition 1891—1893. Berlin 1897.

durch Regelation wieder verfestigt, oder es treibt einen Teil der im Gletschereise so häufigen Luftblasen aus, nimmt deren Stelle ein und gefriert hier wieder. Durch letzteren Prozeß entsteht die rechtwinkelig auf der Druckrichtung stehende Bänderung des Gletschereises, also die Wechsellagerung von luftblasenfreiem, blauem, und luftblasenreichem, weißem Eise (siehe oben und sub: falsche Schieferung S. 71).

§ 4. **Untere Grenze der Gletscher.** Die Bewegung der Gletscher ist nicht so aufzufassen, als ob unbedingt ein talabwärts gerichtetes Vorrücken des unteren Gletscherendes mit derselben verknüpft wäre. Ein solches tritt vielmehr nur dann ein, wenn der Einfluß der herrschenden Temperatur ein stetes Fortschreiten des Gletschers nach dem Tieflande zu gestattet, also nur in polaren Gegenden, während in der gemäßigten und heißen Zone ihrer Ausdehnung nach unten durch die wärmere Temperatur eine Grenze gesetzt wird. Dieses Niveau, die Schmelzlinie (nicht zu verwechseln mit der Schneelinie), kann der Gletscher nicht überschreiten, indem sein Ende in demselben Verhältnisse abgeschmolzen wird, in welchem Gletschermasse zuströmt. Die Gletschergrenze liegt demnach in dem Niveau, wo beide Faktoren einander das Gleichgewicht halten, so daß die Schmelzlinie der Gletscher oft über 1000 m unterhalb der Schneelinie zu suchen ist. So dringen die großen Gletscher der Alpen im Mittel bis etwa 1500 m unter die Schneeregion hinab. Ganz stationär ist die Schmelzlinie nicht, ist vielmehr je nach der Verschiedenheit der klimatischen Verhältnisse in den aufeinander folgenden Jahren Schwankungen unterworfen. Treten kühle, feuchte Jahre ein, während deren wenig Eis abschmilzt, so rückt der Gletscher weiter ins Tal hinab, — ist in warmen Sommern das Abschmelzen überwiegend, so ziehen sich die Gletscherenden zurück, und es werden Teile des Tales entblößt, welche früher von Eis bedeckt waren. Weit großartiger und auffallender sind jedoch die Schwankungen des Gletscherstandes innerhalb größerer Perioden. So sind die Gletscher der Alpen seit 1850 im Rückgange begriffen, infolgedessen viele einen Verlust von über 600—1000 m an ihrer Länge erlitten haben, und dem auch das im Jahre 1880 begonnene Vorrücken namentlich der Gletscher der Westalpen bereits wieder Platz gemacht hat. E. Brückner hat gezeigt, daß die klimatischen Veränderungen, deren Ausdruck die Oszillationen der Gletscher sind, sich seit dem Jahre 1700 in ungefähr 35jährigen Perioden ablösen*).

Die Meereshöhe der Schmelzlinie der Gletscher wird vorzugsweise durch die Temperaturdifferenzen der verschiedenen Jahreszeiten bestimmt. Sie liegt demnach in Regionen, wo zwar sehr kalte Winter, aber heiße Sommer herrschen, höher als an Orten mit kühleren Sommern, — sie nähert sich mit anderen Worten mit dem Fortschreiten nach den Polen hin immer

*) E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700. Wien 1890.

mehr dem Niveau der See. Fernere bestimmende Ursachen der Höhe der Schmelzlinie sind in der Reichlichkeit der atmosphärischen Niederschläge innerhalb der einzelnen Gletscherregionen und deshalb auch in der Richtung der dort herrschenden Winde zu suchen. Streichen letztere, ehe sie zu den Gletschern gelangen, über weite Wasserflächen und beladen sich auf ihrem Wege mit Feuchtigkeit, so bewirken sie durch Bildung von reichlichem Firn ein Herabrücken der Schmelzlinie. Es reichen aus diesem Grunde am Südabhange des Himalaya die Gletscher tiefer hinab, als auf der Nordseite, welche nur von den trockenen Landwinden Zentralasiens bestrichen wird. Endlich ist auch noch die Größe der Gletschermassen ein Faktor, welcher die Meereshöhe, bis zu der die Gletscher hinabsteigen, bedingt.

Die Schmelzlinie der Gletscher des tropischen Amerikas liegt im allgemeinen in einer Meereshöhe von 4000—5000 m, am Himalaya reicht sie bis 3400, in Kaschmir bis zu 2900 m, am Kilimandjaro und Kenia dagegen nur bis 4700, lokal bis zu 4000 m hinab, in den Alpen ist sie, wenn man von einigen Ausnahmefällen absieht (so zog sich der Untergrindelwaldgletscher noch i. J. 1870 bis zu einer Meereshöhe von 1000 m hinab), in 1500 bis 2000 m Höhe zu suchen, in Norwegen besitzt sie zwischen 60 und 61 Grad nördl. Breite 200—600 m Meereshöhe, in Novaja Zemlja, Lappland, Island, Grönland, Alaska und in dem südlichsten Teile von Südamerika schieben sich die Gletscher in die See hinein, so bereits an der Küste von Patagonien unter $46^1/_2$ Grad südl. Br.

§ 5. **Verbreitung der Gletscher.** Gletscherbildungen sind gebunden an Nährgebiete innerhalb der Schneeregion, wo zugleich die Bedingungen für eine Bewegung auf geneigtem Untergrunde durch Bodenerhebungen gegeben sind. Diesen Erfordernissen entsprechen die Hochgebirge der heißen und gemäßigten Zonen, die Gebirge und Hochplateaus der kälteren Landstriche, sowie die Kontinente der Polargegenden. Sie sind es, welche die Verbreitungsgebiete der Gletscher umfassen. In Asien tragen der Kaukasus, Mustagh, Küenlün, Thianschan, Jünling, Karokorum und Himalaya, in Afrika der Kilimandjaro und Kenia, in Südamerika nur die höchsten Spitzen, sowie das südliche Ende der Anden und die Küsteninseln jenseits des 46. Breitengrades, in Nordamerika Alaska, die Sierra Nevada und das Kaskadengebirge, in Neuseeland die Alpen der Südinsel wahre Gletscher. Im südlichen Europa gilt dies von den Alpen und Pyrenäen, während im Norden die zwischen 60 und 70 Grad nördl. Breite gelegenen Gegenden Norwegens von den weit ausgedehnten Firnfeldern ihrer Gebirgsplateaus zahlreiche Gletscherströme in ihre Täler und Schluchten senden (so der Justedalsbrae 24 Gletscher I. Ord.). Die Gletscher der Alpen, deren Zahl gegen 2000 beträgt, nehmen allein einen Flächenraum von 3300 qkm ein, einige derselben erreichen bei einer Mächtigkeit von 270 m eine Länge von

10, der Groß-Aletsch-Gletscher sogar eine solche von 16 km. In der Schweiz erzeugen namentlich die Gebirgsstöcke des Montblanc, des Monte Rosa und der Bernina, ferner die Berner Alpen mit der Jungfrau und dem Finsteraarhorn die größten alpinen Gletscher, zu denen das Mer de Glace, der Gorner Gletscher, der Aletschgletscher, Grindelwaldgletscher, Rhônegletscher u. a. zählen. In den österreichischen Alpen gehören die ausgedehntesten Gletschergebiete der Ötztaler- und Stubay-Gruppe, ferner der Gruppe des Venediger und Groß-Glockner an. Die Gletscher der Pyrenäen sind im Verhältnis zu denen der Alpen nur von untergeordneter Bedeutung. Sie sind auf die Nordabhänge der höchsten Teile des Gebirges namentlich zwischen den Tälern der Garonne und dem Val d'Ossone beschränkt. Island, Spitzbergen und die arktischen Inseln Nordamerikas besitzen große Gletscher, während das ganze Innere von Grönland in einer Ausdehnung von 30000 Quadratmeilen von einer mächtigen Eisdecke, dem Inlandeise überlagert ist, welches sich von dem eisfreien Küstensaume aus nach dem Inneren zu erst steiler, dann flacher bis zu mehr als 2700 m Meereshöhe emporwölbt, an seinem Rande von Felsinseln (Nunataker) durchragt wird und von hier aus in zahlreichen Gletscherströmen durch die Fjords ins Meer abfließt*).

Früher und zwar in der Eisperiode, welche der Jetztzeit vorausging, besaßen die Gletscher eine viel größere Bedeutung. Aus den Haupttälern der Alpen traten mächtige Eisströme in die Ebene; die einen füllten das weite Tal zwischen Jura und dem erstgenannten Gebirge vollständig, also bis zu 1350 m Höhe aus, andere drangen über den Bodensee bis weit nach Bayern und Schwaben vor. Von den Südabhängen der Alpen stiegen Eismassen bis in die Po-Niederung hinab. Großbritannien und Skandinavien nebst einem großen Teile des nordeuropäischen sowie auch des nordamerikanischen Flachlandes ähnelten in der Eiszeit in Bezug auf ihre Gletscherbedeckung dem heutigen Grönland (siehe: Historische Geologie, Diluvialperiode).

§ 6. **Von den Bewegungen der Gletscher abhängige Erscheinungen. Moränen und Glacialschliffe.** Moränen**). Der Vorschub, welchen das Eis der Aufgabe des Wassers leistet, indem es Hand in Hand mit ihm die Gebirge abzutragen beflissen ist, offenbart sich am augenfälligsten in dem Transporte der Gesteinsmassen auf dem Rücken der Gletscher, in den Oberflächenmoränen. Von den Felspartien, zwischen welchen sich diese hindurchdrängen, stürzen zum Teil infolge der Gesteins-

*) A. E. v. Nordenskjöld, Grönland. Leipzig 1886. — E. v. Drygalski, Zeitsch. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1892. — T. C. Chamberlin, Bull. geol. Soc. of America. 1895. VI. S. 199; Journ. of Geol. Chicago. II. und III. 1894 und 1895. — E. v. Drygalski, Grönland-Expedition 1891—1893. Berlin 1897.

**) A. Böhm Edl. v. Böhmersheim, Geschichte der Moränenkunde. Wien 1901.

zerspaltung durch den Frost, zum Teil infolge der zerstörenden Gewalt der Lawinen größere oder kleinere Trümmer auf die Gletscheroberfläche, wo



Fig. 63. Ideale Gletscherlandschaft. Nach *F. Simony*.
Seitenmoränen. Mittelmoränen. Gletschertisch. Gletschertor. Seitenmoräne.

sie sich zu vereinzelten Haufwerken ansammeln würden, wenn der Gletscher stillstände, — dadurch aber, daß er unter dem Ursprungsorte der Gesteinsbruchstücke langsam vorbei fließt, ordnen sich diese in lange, der Bewegung und den Rändern des Gletschers parallele Bänder oder Wälle oder überschütten breite Gletscherflächen, es entstehen die Seitenmoränen (Fig. 63 und 64). Mit solchen Gesteinsmassen beladen, setzt der Gletscher seine talabwärts gerichtete Wanderung fort. Vereinigen sich auf ihrem Wege zwei Eisströme zu einem Hauptgletscher, so treten zugleich diejenigen ihrer Seitenmoränen, welche auf den mit einander beim Kontakte verschmelzenden Rändern der beiden Gletscher lagern,

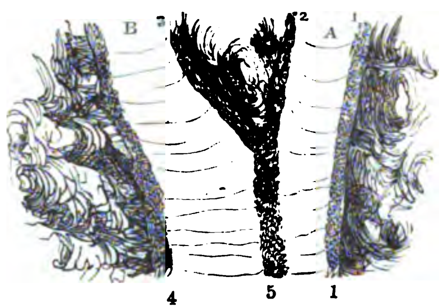


Fig. 64. 1 und 2 Seitenmoränen des Gletschers *A*. 3 und 4 Seitenmoränen des Gletschers *B*. 5 Mittelmoräne, entstanden durch Vereinigung der Gletscher *A* und *B* und der Seitenmoränen 2 und 3.

zusammen und bilden dann auf dem Mittelrücken des neu entstandenen Hauptgletschers eine wall- oder streifenartige Mittelmoräne. Je mehr Zuflüsse ein Gletscherstrom aufzuweisen hat, desto zahlreicher sind deshalb seine Mittelmoränen. An seiner Grenzlinie angelangt, schmilzt das Eis des Gletschers, seine Belastung stürzt auf die Talsohle und stapelt sich hier zu einem oft mehrere Hundert Fuß hohen Wall, der End- oder Stirnmoräne auf. Bei gleichmäßigem Rückzuge des Gletschers besteht die Endmoräne aus einem Schuttfelde, das aus lauter kleinen, regellos zerstreuten Haufen von Moränenmaterial zusammengesetzt wird.

Die Seiten- und Mittelmoränen ragen oft 10, 20, ja bis 50 m über die angrenzende Gletscherfläche hervor, bestehen aber nicht in dieser ihrer ganzen Mächtigkeit aus Gesteinsschutt. Dieser bildet vielmehr nur eine verhältnismäßig dünne Decke (Fig. 65), welche das unterliegende Eis gegen die Sonnenwärme schützt, während die freiliegenden Teile des Gletschers durch



Fig. 65. Profil einer Mittelmoräne.



Fig. 66. Gletschertisch.

Abschmelzen fortwährend erniedrigt werden. Eine ganz ähnliche schützende Wirkung äußern isolierte Felsblöcke auf das darunter befindliche Eis, so daß solche Blöcke nicht selten auf einer Eissäule ruhen und einen Gletschertisch (Fig. 66) bilden.

Die Gesteinsbruchstücke, welche die Seiten- und Mittelmoränen zusammensetzen, also auf der Gletscheroberfläche fortbewegt wurden, haben sich ziemlich scharfe Kanten und Ecken erhalten, da sie auf ihrem Wege mit festen Gesteinsmassen nicht in Kontakt kamen. Um so größere Gestaltsveränderungen erleiden diejenigen Trümmer, welche zwischen dem Gletscher und seinen Uferwänden, namentlich aber unter demselben, auf dem Gletscherboden fortgeschoben werden. Sie werden unter dem Drucke der ungeheuren Eismasse, welche auf ihnen lastend sich fortbewegt, teils zu feinstem Mehl und scharfem Sand zerrieben, teils abgerundet, angeschliffen, geglättet und an ihrer Oberfläche mit Schrammen und feinen Streifen versehen (geschliffene, geschrammte, gekritzte Geschiebe, Scheuersteine, Fig. 67). Diese Produkte der Zermalmung und Reibung bilden eine mit dem



Fig. 67. Geschliffenes und geschrammtes Geschiebe.

Eise verwachsene lehmig-grusige Schlammschicht an der Basis des Eisstromes, in welcher die kleineren und größeren Geschiebe eingebettet sind. Es ist die Grundmoräne. Ihr Material wird an der unteren Grenze des Gletschers von diesem ausgestoßen und kann sich hier in Gemeinschaft mit dem Mittel- und Seitenmoränenmateriale zu den Endmoränen anhäufen. Diese bestehen somit aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken und abgerundeten, gestreiften Geschieben und Blöcken, sowie aus erdigem oder grusigem Schutt, und sind Ansammlungen aller der Gesteinsarten, welche innerhalb des Bereiches der Gletscher anstehen. Die von den subglacialen Gletscherbächen ergriffenen kleineren Geschiebe und Sande der Grundmoräne werden am Außenrande der Endmoräne oder des Gletschers zu einem sich nach außen flach abdachenden Schotterkegel (Sandr) aufgehäuft. Der feinste Schlamm der von den Schmelzwassern verarbeiteten Grundmoräne wird von diesen als Gletschertrübe weggeführt. Ihre Quantität ist so bedeutend, daß z. B. dem Aar-Gletscher, welcher im Monat August etwa 2 Millionen cbm Wasser pro Tag zu liefern pflegt, in derselben Zeit 284 374 kg, dem Justedal-Gletscher in Norwegen an einem Julitage über 1 Million kg Schlamm entführt werden.

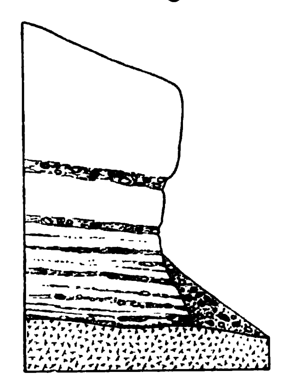


Fig. 68. Vertikales Fußende des Bryant-Gletschers in Grönland, nahe seiner Basis mit Lagen und Bänken von Schutt und Blöcken (Innenmoränen). Nach *Chamberlin*.

Viele der Gletscherströme Grönlands zeigen sich an ihrer Basis bis zu einer Höhe von 20 bis 30 m wirr gespickt mit Gesteinsfragmenten, meist aber scharf geschichtet durch den Wechsel vollkommen reiner Eislagen und solcher, welche von Blöcken, Schutt, Grand und Schlamm erfüllt sind. Einzelne dieser eisigen Schuttlagen (Innenmoränen) besitzen eine Mächtigkeit von 4 bis 5 m; die in ihnen enthaltenen Blöcke sind z. T. angeschliffen, geschrammt und gekritzt und häufen sich mit dem feinen Detritus beim Abschmelzen des Eises an dessen Fuß zu einem groben Blocklehm an*).

Die schleifende Wirkung der Gletscher macht sich nicht nur an dem Materiale der Grundmoräne, sondern namentlich auch auf dem Untergrunde des Gletschers bemerkbar. Große Flächen des Felsenbettes, in welchem der Gletscher dahingleitet, werden glatt gescheuert und vollständig poliert (Schliffflächen, Gletscherschliffe). Rauhe zackige Erhöhungen des Gletscherbodens werden, wenigstens auf der dem Gletscherstrome entgegenstehenden Seite, abgerundet, geglättet und so zu Rundhöckern umgestaltet (Fig. 69). Die für die Fjorde Skandinaviens und Grönlands so

*) T. C. Chamberlin, Journ. of Geol. Chicago. II. 1894 und III. 1895.

charakteristischen Schären, von denen man ein Bild erhält, wenn man sich ein mit dem spitzen Ende nach dem Inlande gewendetes und an seinem



Fig. 69. Rundhöcker im Tale des Roche-Moutonnée-Baches in Colorado. Nach *Hayden*.

stumpfen Ende aufgestoßenes Ei etwas mehr als zur Hälfte ins Wasser gesenkt denkt, — also diese Schären sind dergleichen von dem alten Gletscherboden emporragende Rundhöcker. In die Oberfläche der ebenen Schiffflächen und der Rundhöcker hat der Gletscher die Richtung seiner Bewegung vermittelst besonders harter, an seinem Boden eingefrorener Gesteinsfragmente in Gestalt zahlloser feiner, geradliniger, mehr oder minder

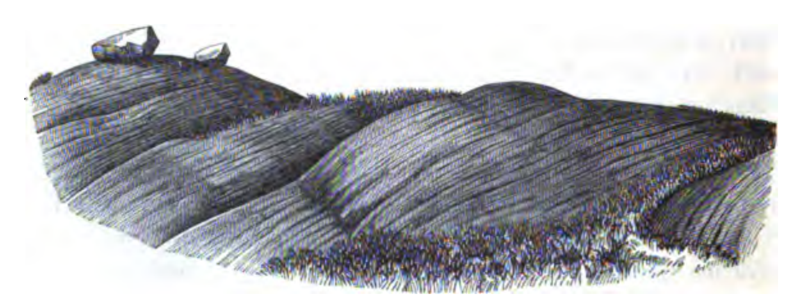


Fig. 70. Rundhöcker mit parallelen Ritzlinien und Schrammen.

paralleler Ritzen und Schrammen (Fig. 70) oder selbst fußtiefer Rinnen eingegraben.

An manchen im Vordringen begriffenen Gletschern ist beobachtet worden, daß ihr Fuß den vorliegenden lockeren Untergrund, also den Wiesen-

und Waldboden, Kiese und Sande wie eine Pflugschar aufwühlt und mit unwiderstehlicher Gewalt vor sich herschiebt (Fig. 71) oder Anhäufungen von Moränenschutt ausbreitet und einebnet, ja die Enden fester Gesteinsschichten umknickt und abbricht.*) Auf ähnliche Wirkungen des Glacialschubes, also Schichtenstörungen im Untergrunde der Grundmoräne, werden wir spezieller bei Besprechung der Glacialphänomene der Eiszeit zurückkommen.



Fig. 71. Zusammenstauchung der Rasendecke (*R*) und Einpressung des Moränenschuttes *B* unter diese durch den vorrückenden Buerbrä (*Gl*) in Norwegen. Nach *H. Crd.*

Die geologischen Erscheinungen, welche aus der Bewegung der Gletscher hervorgehen, sind nach alledem so charakteristisch, daß die Ausdehnung und Mächtigkeit ehemaliger, seit langer Zeit verschwundener Gletscher, der Weg, den sie genommen, aus den unverkennbaren Spuren, die sie zurückgelassen, genau festgestellt werden können. Man setze den Fall, daß sich die mittlere Temperatur einer gletscherreichen Gegend erhöhe und zu gleicher Zeit die Menge der den Firn liefernden Niederschläge sich verringere, so würden diese Veränderungen zur Folge haben, daß einerseits die Schmelzlinie höher hinaufrückt, anderseits der Zufluß von Gletschermaterial wegen eintretenden Mangels an Firneis aufhört, — die Summe dieser beiden Resultate wird das vollständige Verschwinden des Gletschers sein. Das jetzt bloßgelegte Tal wird sich als altes Gletscherbett kenntlich machen durch Schliffflächen und Rundhöcker an den Talwänden in der ganzen Höhe der einstigen Gletschermächtigkeit, durch Grundmoränen, zerstreute erratische Blöcke, von den Schmelzwassern umgearbeiteten und geschichteten Glacialschutt sowie durch Rundhöcker und Schliffflächen auf der Talsohle in deren ganzer Ausdehnung, durch End- und Seitenmoränen an den Grenzen und Rändern des einstigen Gletschers, und endlich wird die Gesteinsbeschaffenheit des Moränenmateriales Auskunft über die Herkunft und den Weg des verschwundenen Gletscherstromes geben. Auf der Beobachtung dieser Merkmale beruht unsere genaue Kenntnis der im vorigen Paragraphen erwähnten ausgedehnten Gletscher der Vorzeit.

§ 7. **Erosion durch Gletscher.** Über das Maß der Erosionsfähigkeit der Gletscher, d. h. über ihre Fähigkeit, tal-, becken- und wannenförmige Vertiefungen aus dem festen Untergrunde auszupflügen (Exaration), sind die Ansichten geteilt. Nach Ramsay, Tyndall, Geikie, Helland, Penck,

*) H. Credner, Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 75.

Böhm, v. Drygalski*) u. A. sind zahlreiche Seen, Felswannen und Täler innerhalb älterer Glacialgebiete das Werk der erodierenden Tätigkeit der Gletscher. Auch für die Fjorde Norwegens, Schottlands, Grönlands, Islands, welche z. T. in größere Tiefe hinabreichen, als das davorliegende Meer, wird ein glacialer Ursprung in Anspruch genommen. Die Erosionsfähigkeit der Gletscher beruhe auf der gleitenden und fließenden Bewegung derselben, auf dem Druck, den dabei die oft gewaltige Eissäule auf ihren durch subglaciale Verwitterung gelockerten Untergrund ausübt, und endlich auf der schleifenden und ausfeilenden Einwirkung der unter der ganzen Last des Gletschers über den Untergrund fortgeschobenen Grundmoräne, deren Blöcke, Gesteinsfragmente und Mineralkörner als Schleifmittel dienen. Andere Geologen, so Kjerulf, v. Mojsisovics, Rütimeyer und Heim, bestreiten die eigentliche Erosionsfähigkeit der Gletscher, schreiben vielmehr denselben einen konservierenden Einfluß auf ihren Untergrund zu.

Sieht man von der Erörterung der von beiden Seiten beigebrachten theoretischen Gründe ab, so sind vorzüglich folgende Beobachtungen zu Gunsten der Gletschererosion geltend gemacht worden: 1. Gletscherschliffe und Rundhöcker, wie sie durch Abnutzung und Abschleifung des Felsuntergrundes erzeugt werden; 2. die mechanische Zertrümmerung des Untergrundes, die Aufnahme der losgelösten Gesteinsfragmente in die Grundmoräne, welche dann lokal von ihnen strotzt und eine vom Untergrunde abhängige Zusammensetzung und Farbe erhält (Lokalfazies der Grundmoräne, Kroßsteinsgrus), und die kontinuierliche Ergänzung und Fortführung dieser Fragmente; 3. die Injektion von Grundmoräne in den zerklüfteten Untergrund und Lockerung desselben, wodurch dessen Zerstückelung und Fortführung vorbereitet wird; 4. die Existenz von Grundmoränen in Gegenden wo Oberflächenmoränen fehlen, das Material der ersteren also dem Untergrunde entnommen sein muß; 5. die Massenhaftigkeit des Grundmoränenmateriales, sowie des als Trübe der Gletscherbäche entführten feinsten Schleifpulvers, welche auf eine entsprechend große Abtragung in den von den Gletschern durchflossenen Regionen hinweist.

Ganz anders deutete Heim die obigen Schlüssen zu Grunde liegenden Beobachtungen. Nach ihm sind es nur besonders stark sich in den Weg stellende lockere Schuttmassen, welche von Gletschern fortgeschoben werden können, dafür, daß anstehendes Felsgestein vom Gletscher losgerissen werden könnte, fehle jeder Beweis, — die Grundmoräne könne sich, abgesehen von der Zuführung oberflächlichen Materiales (von den Obermoränen), nur durch Aufnahme bereits vorhandenen alten Schuttes und Gruses

*) Vergl. A. Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 368—432. — A. Böhm, Die alten Gletscher der Enns und Steyer. Wien 1885. S. 115—182. Beide mit bis dahin vollständigen Literaturangaben.

auf der zum Gletscherbett werdenden Gesteinsfläche bilden und ergänzen; — die Rundhöcker als Reste der ursprünglichen Unebenheiten des Gletscherbodens beweisen, daß der Gletscher nicht einmal imstande war, diese relativ sehr kleinen Erhöhungen wegzuscheuern, viel weniger ein Tal oder ein Seebecken einzuschleifen; — die Gletscherarbeit ist ein der Talbildung ganz untergeordnetes Detailwerk, sie repräsentiert einen relativen Stillstand in derselben und ist auf eine Glattschleifung und Ebenung des Gletscherbettes, nicht auf dessen Vertiefung gerichtet.

Neuere kritische Erwägungen*) nehmen für die abtragende Arbeitsleistung des sich bewegenden Eises folgende Wege und Maße in Anspruch: 1. die Scheuerung und Abschleifung seines Felsbodens durch die Grundmoräne, womit ein Ausbrechen und Abpressen von Fragmenten und Blöcken des unebenen Untergrundes (splitternde Erosion Baltzer's) verbunden sein kann, Vorgänge, welche jedoch nur zur Herstellung einer möglichst widerstandslosen Bahn dienen, nicht aber zur Auspflügung von Tälern oder Felsbecken führen; — 2. die Aufnahme des alten Verwitterungsschuttes, welchen der Gletscher bei seinem Vorrücken vorfindet, in die Grundmoräne und seine Fortschaffung mit dieser; — 3. die Ausübung von Frostwirkungen auf seinen Felsuntergrund, indem dessen Klüfte, Risse und Haarspalten mit Schmelzwassern injiziert werden, die bei jeder Druckverminderung wieder frieren, wobei deren Sprengkraft genügt, um die durch Sprungnetze zerteilte Felsmasse zu lockern und in Schutt zu verwandeln, der von der darüber hinwegziehenden Grundmoräne aufgenommen wird. Letzterer Vorgang, also keine mechanische Massenwirkung des Gletschereises, sondern die von ihm ausgehende Kältewirkung, scheint durch die fortgesetzte Lockerung seines Untergrundes und durch die andauernde Erzeugung von neuem, stetig weiter wanderndem Grundmoränenmaterial dem Eise die Fähigkeit verleihen zu können zur Umgestaltung von steilen Talenden zu Karen, zur Ausweitung und Vertiefung von Tälern, zur lokalen Auskolkung von Felsbecken im Boden dieser letzteren und endlich zu deren Umbildung zu Fjorden.

§ 8. **Eisberge.** In polaren Gegenden ist die Sommerwärme eine so geringe und äußern die Sonnenstrahlen so wenig Einfluß auf die Masse der Inlandeis-Gletscher, daß diese nicht nur bis zur Meeresküste hinabsteigen, wo ihre Enden abbrechen und in die See stürzen, sondern sich sogar innerhalb der Fjords noch weit in diese hinausschieben, falls sich das Ufer nicht allzusteil in die Tiefe senkt. Der Gletscherstrom rückt auf dem Grunde der Fjords bis zu demjenigen Punkte vor, wo die Tiefe des Meeres sein Schwimmen verlangt (v. Drygalski). An dieser Stelle bricht der Auf-

*) W. Salomon, N. Jahrb. II. 1900. S. 117. — S. Günther, Glacialerosion. Verh. d. XIII. Deutsch. Geogr.-Tages. Breslau 1901. S. 188.

trieb des Wassers das jeweilige Gletscherende oft mit tumultuarischer Gewalt los (der Gletscher »kalbt«). Die abgetrennten Gletscherbruchstücke sind die Eisberge (Fig. 72). Dieselben ragen zuweilen 70, ja bis 100 m hoch über den Wasserspiegel empor; des geringen spezifischen Gewichtes

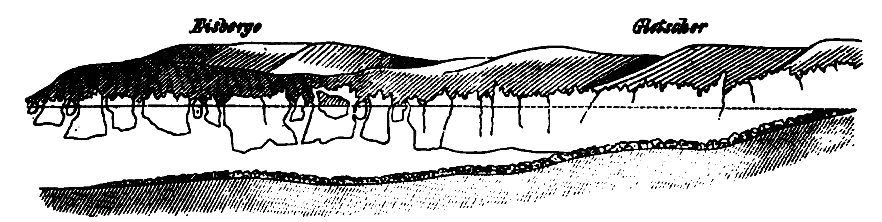


Fig. 72. Ein grönländischer Gletscher, der sich in einem Fjorde ins Meer vorschiebt und dann im Beginne des Schwimmens kalbt. Nach *Helland*.

des Eises wegen beträgt jedoch diese Zahl nur $^1/_8$ der Gesamthöhe der Eisberge. Durch das Abschmelzen ihres in das Meer getauchten größeren Teiles durch das Wasser verändern die Eisberge häufig ihre Gleichgewichtslage und wälzen sich unter enormem Getöse herum, bis sie eine neue Ruhelage erreicht haben. Polare Strömungen treiben sie weit in den offenen Ozean hinaus, so daß sie noch auf dem 36. und 37. Grade nördlicher Breite angetroffen werden. Die schwimmenden Eisberge des atlantischen Meeres stranden sehr gewöhnlich auf der Neufundland-Bank, wo sie unter dem Einflusse des Golfstromes und der Luftwärme schmelzen. Auf der südlichen Halbkugel treiben sie bis durchschnittlich zum 40. Grade und erreichen noch beträchtlichere Größe als im nordatlantischen Ozeane. Zuweilen, nur im südlichen Eismeere häufiger, sind Eisberge beobachtet worden, welche einzelne Gesteinsblöcke oder selbst massenhafte Anhäufungen von Gesteinsschutt trugen, die naturgemäß beim Schmelzen der Eisberge auf den Meeresgrund sinken.

B. Die geologischen Wirkungen der Winde.

(Äolische Tätigkeit.)

Die großen Temperaturgegensätze auf dem Grunde des Luftmeeres stören das Gleichgewicht der Luftschichten und geben Veranlassung zur Entstehung der Winde. Diese spielen, ganz abgesehen von ihrer Beeinflussung der meteorologischen und klimatischen Verhältnisse der Erde, eine außerordentlich wichtige Rolle als geologisches Agens und zwar namentlich als Transportmittel sand- und staubartiger Gesteinsfragmente*).

*) F. C. Czerny, Wirkung der Winde auf die Gestaltung der Erde. Peterm. geogr. Mitt. Ergheft. Nr. 48. 1876. — F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin

§ 1. **Äolischer Transport von vulkanischen Aschen.** Als Transportmittel bewähren sich die Winde am augenfälligsten für die losen Auswürflinge der Vulkane. Wir sehen, daß vulkanische Aschen und Sande von den Winden als dunkle verheerende Wolken viele Meilen weit getragen werden und dann als dichte Aschenregen niederfallen, so daß Ablagerungen von Tuff (Tufflöß) an Orten entstehen, wo gar keine vulkanischen Ausbruchsstätten existierten. Hierbei findet durch die Luftströmungen ein förmlicher Aufbereitungsprozeß, also eine Trennung des gröberen von dem feineren Materiale statt, indem die größeren Blöcke in die direkte Nähe der Vulkanberge niederfallen, Lapilli und Sande hingegen um so weiter getrieben werden, je feiner sie sind. So wurde während des Ausbruches des Vesuvs 79 n. Chr. die Asche nach Syrien und Ägypten und später mehrfach, so im Jahre 512, nach Konstantinopel und Tripolis, 1755 nach Calabrien, 1850 bis in die Zentralalpen getragen. Die Aschen der Hekla fielen 1845 auf den Orkney-Inseln, diejenigen des Askia auf Island wurden 1875 von den Winden bis nach Norwegen, ja bis nach Stockholm, also über 250 Meilen weit getrieben. Einer Eruption des Morne Garu auf St. Vincent entstammende Aschenregen fielen 1812, den Tag vollkommen verdunkelnd, auf dem 20 Meilen entfernten Barbados. Bimssteinstücke, Lapilli und Aschen, welche der Conseguina am 20. Januar 1835 ausgeworfen hatte, bedeckten nach Westen zu auf 20 Längengrade die Meeresoberfläche, wurden aber auch von den Winden nach Honduras, Cartagena und Jamaica, also 1500 km weit fortgetragen. Ähnliches gilt von den Aschen des Temboro auf Sumbawa (östlich von Java), welche 1815 noch in 1400 km nördlicher Entfernung auf Borneo und westlich 1700 km weit auf Sumatra fielen. Die 1883 vom Krakatau ausgeworfenen Aschen verbreiteten sich über eine Fläche von fast 800000 qkm, — ja Lokyer u. A. führten die farbenprächtigen Dämmerungserscheinungen, welche sich im Herbste jenes Jahres auf fast dem ganzen Erdenrund zeigten, auf in den höchsten Teilen der Atmosphäre treibende feinste Krakatau-Asche zurück.

§ 2. **Flugsand. Dünen** *). An fast allen flachen Küsten wird das Meer von Sandablagerungen umsäumt, die während der Ebbe bloß gelegt werden. Sobald diese Sande zu trocknen anfangen, werden die von den Wellen gerundeten Körner ein Spiel der kräftig über die Meeresfläche wehenden Winde und in der Richtung derselben vorwärts getrieben, beginnen zu hüpfen, machen immer größere Sprünge und beschleunigen ihre Geschwindigkeit. Je feiner die Körner, desto weiter rollen, springen und

---

1901. S. 430. — J. Walther, Denudation in der Wüste. Abh. d. k. s. Ges. d. Wiss. Bd. XVI. 3. Leipzig 1891. — Ders., Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.

*) N. A. Sokolow, Die Dünen. Deutsch von A. Arzruni. Berlin 1894. — A. Jentzsch, Geologie der Dünen; in: Handbuch des Deutschen Dünenbaues. Berlin 1900.

fliegen sie landeinwärts und finden erst dann Ruhe, wenn sie auf feuchtem Boden oder vor einem ihre Flugbahn überragenden Hemmnis, selbst kleinen Steinchen oder Grashalmen angelangt sind, oder wenn die Macht des Windes sich so abschwächt, daß das eigene Gewicht der Körner genügt, um dem Luftdrucke zu widerstehen. Hier häufen sie sich zu allmählich an Höhe zunehmenden Sandrücken an, den Dünen und zwar den Stranddünen, die dann die sandigen Küsten in größter Regelmäßigkeit bis in alle Einzelheiten als Dünenkette begleiten. Ihre dem Meere zugewandte Böschung ist, weil direkt von den Winden hervorgebracht, die flachere, — die entgegengesetzte Leeseite entspricht dem Aufschüttungswinkel der in den Windschatten fallenden Sandkörner und ist deshalb steiler, nämlich 30 bis 33° geneigt. Der Wechsel in der Stärke der Seewinde bewirkt, daß der Flugsand bis zu verschiedener Entfernung vom Strande getrieben wird, wodurch mehrere Dünenreihen hintereinander zur Ausbildung gelangen können. Hat die flache Küste eine größere Erstreckung, so wird ein ununterbrochener Dünenwall entstehen, welcher ersterer parallel, zur Windrichtung aber senkrecht verläuft. In Europa erzeugen namentlich die Küsten von Preußen, Pommern, Schleswig-Holstein, Jütland, Ostfriesland, Holland, Südfrankreich und Norfolk Dünen, welche z. B. auf der kurischen Nehrung 30—60, in Norfolk 20, in Südfrankreich 45—50 m Höhe erreichen.

Da die Winde fortwährend den Sand von der Seeseite der Dünen abtragen, über den Dünenkamm hinwegblasen und landeinwärts treiben, so rücken letztere überall dort, wo man sie nicht künstlich (z. B. durch Bepflanzung) befestigt, fortwährend weiter in das Land, — sie wandern.



Fig. 73. Wandern der Düne auf der kurischen Nehrung. Nach *Berendt*.
K. Kirche von Kunzen, *H.* Kurisches Haff.

Dabei überschütten sie Gebäude und ganze Ortschaften, welche beim Weiterwandern der Dünen auf deren anderer Seite wieder zum Vorschein kommen. So sind z. B. die Dünen von Suffolk im Verlauf von 100 Jahren bereits 4 engl. Meilen landeinwärts vorgedrungen, — Wanderdünen an der pommerschen Küste rücken auf dieser jährlich 10 bis 17 m vor, — diejenigen der

kurischen Nehrung bewegen sich nach dem Haff und zwar etwa 6 m im Jahre und haben sich lokal schon in das Haff vorgeschoben, dessen nördlichen Teil sie auszufüllen drohen*). Ebenso werden sie die zwischenliegenden Dörfer begraben, ein Schicksal, dem bereits früher einzelne Ortschaften verfallen sind, so das Dorf Kunzen, welches jetzt bereits wieder hinter den Dünen aus diesen hervortaucht (Fig. 73). Ähnliches gilt von den Küsten Pommerns, Sylts, Südfrankreichs und Norfolks.

Wie die Stranddünen, so sind auch die Inlanddünen ausgedehnter Sandflächen, z. B. des norddeutschen Tieflandes bis zur Dresdner Heide und zur Lausitz, sowie die Flußdünen in den Tälern z. B. der Weichsel, der Oder, der Elbe und des Rheines auf äolischem Wege entstanden. Namentlich aber vollzieht sich dieser Vorgang in jenen großen Gebieten der Wüsten (Sahara, Nefud, Thurr, Gobi, Transkaspiens), soweit diese von den durch Wind geseigerten Verwitterungs- und Insolationsprodukten des felsigen Wüstenbodens, nämlich lichten Quarzsanden bedeckt sind, die dann zu hohen Dünen von meist halbmondförmiger Gestalt (Bogen- oder Sicheldünen, Barchanen, Fig. 74) zusammengetrieben werden**). In gewissen Wüstenteilen wandern diese Dünen bei jedem Sandsturme vorwärts, während anderorts ihre Lage und Form unverändert geblieben ist. Wirbelwinde vermögen den lockeren Sand hoch emporzuheben und auf weite Strecken davonzutragen***). Solche Sandstürme können die Wüsten überschreiten und sich über früher kultivierte Gegenden ausbreiten, welche sie mit Flugsand überschütten und veröden (Mesopotamien, Seistan, Landstriche des Niltales und Timbuktus). Flugsande aus der Wüste Turans verflachen den südöstlichen Teil des kaspischen Meeres, solche aus der Sahara die Westküste Afrikas.

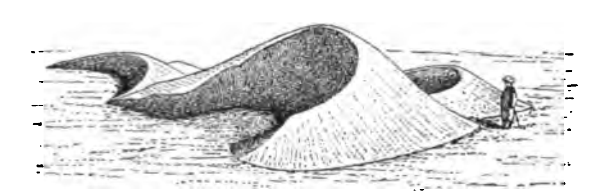


Fig. 74.
Barchan in der turkestanischen Steppe. Nach *Muschketow*.

§ 3. **Staubfälle. Lößbildung**†). Der durch Verwitterung und Corrosion entstehende feinste Staub wird von den Winden emporgehoben und vermag sich lange Zeit in der Luft schwebend und diese trübend zu

*) G. Berendt, Geologie des kurischen Haffes und seiner Umgebung. Königsberg 1869.

**) J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900. S. 118.

***) K. A. Zittel, Beitr. z. Geol. und Paläont. d. Lybischen Wüste. I. Kap. 1883.

†) F. v. Richthofen, China. Bd. I. Berlin 1877. S. 56—125. — Ferner Verhandl. d. k. k. geol. R. Wien 1878. S. 289. — Geol. Magaz. 1882. S. 293.

erhalten. Besonders die Winde, welche Wüsten und andere Gebiete lebhafter Deflation (s. unten) bestreichen, sind Träger großer Staubmassen, die sich oft erst in großer Entfernung als Staubfälle zur Erde niederlassen. So breitete sich der am 9. März 1901 aus dem südalgerischen Wüstengebiete abgewehte Staub noch über Nordwestdeutschland bis zu den süddänischen Inseln, also bis zu 2800 km Entfernung aus und machte sich auf seiner ganzen Bahn als zuerst dichter, dann leichter Staubfall bemerklich. Sinkt solcher reichlich und anhaltend herbeigewehter Staub auf Flächen nieder, welche von Vegetation bedeckt sind, so wird er von letzterer festgehalten und häuft sich hier, falls der Boden eben oder nur sehr schwach geneigt ist, allmählich an, so daß dieser nach und nach emporwächst und sich im Laufe der Zeiten um Hunderte von Fußen erhöhen kann. Am erfolgreichsten vollzieht sich dieser Vorgang der Lößbildung in den regenarmen Zentralregionen der Kontinente, also im Great Basin Nordamerikas, in Persien, in Zentralasien vom Pamir bis zum Khingan und vom Himalaya bis zum Altai. Der kaum merklich emporwachsende mehlige Boden enthält die röhrenförmigen Abdrücke der Wurzeln aller durch ihn erstickten, aber auf der neuen Lößoberfläche immer wieder hervorsprießenden Generationen der Steppengräser, er umschließt die Gehäuse zahlloser Landschnecken und die Knochen der die Steppe bewohnenden Säugetiere und Vögel. Die Salze, welche bei der Verwitterung der Gebirgsgesteine resultieren (namentlich Carbonate von Kalk, Kali und Natron), werden teils gemeinsam mit dem Staube von den Winden fortgetragen und wieder abgesetzt, teils von den periodisch fallenden Wassern die Bergabhänge hinab- und den Steppenseen zugeführt und bewirken den Salzgehalt der letzteren, sowie des Steppenbodens, den die Salze mit ihren Ausblühungen bedecken (F. von Richthofen).

So werden denn unter dem Einflusse der Trockenheit des Klimas tiefe Täler und weite Bodeneinsenkungen abflußloser Gebiete im Laufe der Zeit allmählich von Ablagerungen des vom Winde herbeigeführten Staubes ausgefüllt. Nur an ihren Rändern, an den Abhängen der Gebirge schalten sich zwischen dieselben Einlagerungen von durch Gebirgswasser herabgeschwemmtem Schutt ein. Unter dieser Decke von äolischen Gebilden können alle Unebenheiten des Untergrundes verschwinden, selbst Hügel vollständig begraben werden, es entsteht eine flach beckenförmige Salzsteppe, die von Gebirgen umrahmt ist. Änderte sich später das bis dahin herrschende Kontinentalklima, welches die äolischen Ablagerungen bedingte, in ein feuchteres ozeanisches Klima um, so erfolgte unter dem Einflusse der reichlicher fallenden Niederschläge die Umgestaltung der Salzsteppe in ein Lößgebiet. Die Regenwasser sammelten sich zu Bächen und Strömen und schnitten tiefe und weitverzweigte Furchen- und Talsysteme in den Steppenboden ein. Gleichzeitig fand eine Auslaugung der den letzteren imprägnierenden

Salze statt, und mit alle dem ging eine vollständige Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt Hand in Hand.

Derartige Lößablagerungen äolischen Ursprungs bedecken in China, in der Mongolei, in Tibet, Persien, Nord- und Südamerika Areale, welche Tausende von Quadratmeilen umfassen und zwar in einer Mächtigkeit, welche in China mehr als 500 m erreicht (F. von Richthofen l. c.).

In ähnlicher Weise, also durch säkulare Ansammlung des von den Winden emporgehobenen, fortgetragenen und wieder abgesetzten Staubes erklärt sich auch die Entstehung der ausgedehnten Lößablagerungen im Gebiete vieler Täler, Niederungen und Hügel- oder Hochländer Nord- und Zentraleuropas (siehe Diluvium; Löß).

§ 4. **Deflation, Sandgebläse, Sandschliffe.** An allen Stellen, wo der Boden nicht durch eine Vegetationsdecke geschützt ist, üben die Winde eine erodierende und denudierende Wirkung auf denselben aus, indem sie dessen durch Verwitterung oder Sonnenbestrahlung gelockerte und zerkleinerte Bestandteile emporheben und hinwegführen. Diese abtragende, aushöhlende, vertiefende Tätigkeit des Windes wurde von Walther als Deflation bezeichnet*). Durch dieselbe werden in den Wüsten tiefe Senken ausgegraben, ebene Plateaus in isolierte Tafelberge (= Zeugen) zerschnitten, phantastische Pfeiler herausmodelliert und schließlich vielgestaltige Felslandschaften zu Wüstenebenen abradiert.

Die Gesteins- und Mineralfragmente, welche der deflatierende Wind forttreibt, schleudert er als Wurfgeschosse gegen jedes sich ihm entgegenstellende Hemmnis oder zwingt den Sand zu einer über den Boden kriechenden Fortbewegung. Hierdurch äußert er auf die festen Gesteine eine feilende und schleifende Wirkung (Corrasion), die sich in Wind- oder Sandschliffen kundgibt. Durch sie werden Felswände mit vollkommen glatten Schliffflächen versehen, falls sie aus homogenen Gesteinen bestehen, besitzen dahingegen die Gesteinsgemengteile verschiedene Härte, so werden narbige oder grubige Skulpturen erzeugt; weiche Gebilde verfallen der vollständigen Wegfeilung, während ihre härteren Bestandmassen (z. B. Feuersteine der Kreide) liegen bleiben und sich anreichern.

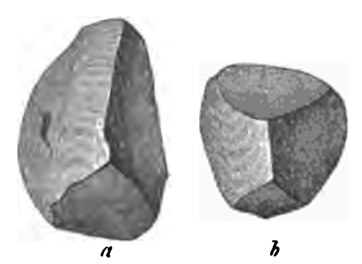


Fig. 75. Kanten-(Facetten-)gerölle aus dem norddeutschen Diluvialsande. a ein Dreikanter, b ein Fünfkanter.

An vom Sandgebläse bestrichenen isolierten Geschieben und Geröllen werden ebene Flächen angeschliffen, bis sich diese in z. T. scharfen Kanten schneiden (Kantengerölle, Facettengerölle; siehe Fig. 75). Letztgenannte Produkte

*) J. Walther, Denudation in der Wüste. S. 38 und Gesetz der Wüstenbildung. S. 34.

des Sandschliffes sind außer in Wüsten in den Diluvial- und Dünensandgebieten z. B. Norddeutschlands, Schwedens, der Ostseeprovinzen und des Rheintales verbreitet.

C. Das organische Leben als geologisches Agens.

Eine vierte der Einzelwirkungen, als deren Gesamtresultat die augenblickliche Beschaffenheit der Erdoberfläche aufgefaßt werden muß, ist das organische Leben. Ähnlich wie das Wasser und meist in engem Zusammenhange mit diesem, macht es sich in beständiger, aber stiller Arbeit fast auf dem ganzen Erdenrund geltend.

§ 1. **Mannigfaltigkeit der geologischen, durch organische Tätigkeit vermittelten Vorgänge.** Die Pflanze treibt ihre Wurzelenden in die feinen Gesteinsspalten, erweitert diese durch ihr Wachstum unter erstaunlicher Druckleistung mit der Gewalt eines Keiles und ist imstande, große Felsblöcke aus ihrer Stelle zu rücken und diese ähnlich wie das gefrierende Wasser von dem Rande eines Abgrundes oder eines steilen Bergabhanges in die Tiefe zu stürzen, wo die mechanische Tätigkeit des Wassers ihren Zerkleinerungs- und Fortschaffungsprozeß beginnt. Die vermodernde Pflanze bereichert die atmosphärischen Gewässer und die Atmosphäre selbst mit Kohlensäure und die Sickerwasser mit Humussäuren, und befähigt sie dadurch zu der großen Arbeit der Gesteinszersetzung und -lösung. Groß ist der Einfluß, welchen die Vegetation auf die Bildung von Kalktuff- und Travertin- sowie von Kalksteinablagerungen ausübt. Solche Pflanzen, welche im Wasser wachsen, entziehen diesem die Kohlensäure, welche an doppeltkohlensauren Kalk nur schwach gebunden ist, um sie zu Sauerstoff, welcher entweicht, und Kohlenstoff, welcher zu ihrem Aufbau dient, zu zersetzen. Die Folge davon ist die Ausscheidung von kohlensaurem Kalke, welcher Inkrustate auf der Oberfläche der Pflanzen bildet. Auf diese Weise und zwar namentlich durch Vermittelung von Sumpfmoosen und Charen entstehen viele, infolge des unbegrenzten Spitzenwachstums dieser Pflanzen zum Teil sehr mächtige Kalktufflager. Unter den sehr zahlreichen Vorkommen dieser Art möge nur an diejenigen von Cannstatt in Württemberg und bei Burgtonna in Thüringen erinnert werden (siehe Histor. Geologie, Diluvium). Ebenso sind es vorzüglich Algen (Leptothrix), sowie den Gattungen Hypnum und Fissidens angehörige Moose, welche, den an doppeltkohlensaurem Kalk reichen Gebirgswassern des Anio Kohlensäure entziehend und dadurch die Ausscheidung von kohlensaurem Kalk bedingend, die Veranlassung zur Bildung und zum stetigen Wachstum der felsigen Travertinablagerungen der Umgebung von Tivoli am Westrande des Sabiner Gebirges geben (F. Cohn). Gleichzeitig scheiden das Meer bevölkernde Algen (z. B. die Lithothamnien) den dem letzteren zugeführten

Kalk aus, indem sie sich mit demselben imprägnieren oder berinden und sich dann zu mächtigen Gesteinsmassen anhäufen.

Ganz ähnlich bringt die Lebenstätigkeit gewisser Algen, der Diatomeen, und der Radiolarien durch Ausscheidung der in außerordentlich geringer Quantität im Wasser gelösten Kieselsäure mächtige Sedimentgebilde hervor. Algen (Leptothrix, Calothrix u. a.), welche selbst noch in den bis 85° C. heißen Thermalwassern des Yellowstone-Parkes (siehe S. 52) üppig vegetieren, haben aus diesen ausgedehnte und mannigfaltigst gestaltete Ablagerungen von Kieselsinter ausgeschieden (W. Weed). Die zierlichen Kieselpanzer der Diatomeen setzen trotz ihrer mikroskopischen Kleinheit dicke Lager von Kieselerde ganz ausschließlich zusammen, und bilden z. B. bei Bilin in Böhmen eine bis 1,5 m mächtige Schicht von Polierschiefer, bei Oberohe im Lüneburgischen eine bis 12 m mächtige, über 1700 m lange und 750 m breite Ablagerung, in Oregon, Nevada und Kalifornien sogar mehr als 100 m mächtige Lager von Kieselguhr und nehmen, wenn man von vielen ähnlichen Vorkommen absieht, an der Zusammensetzung des Grund und Bodens, auf welchem z. B. Berlin gebaut ist, als Infusorienlager, Diatomeen- oder Bacillarienerde einen bedeutenden Anteil. Auch der Boden der Tiefsee wird auf große Erstreckung von Diatomeenschlamm bedeckt. Gleiches gilt von den Kieselskeletten der Radiolarien, die sich namentlich auf den tiefsten Gründen des Indischen und des Pacifischen Ozeanes zu weitausgedehnten Ablagerungen (dem Radiolarienschlick) anhäufen. Radiolarienerde tertiären Alters findet sich auf Barbados, Sicilien u. a. O. Bakterien bereiten durch Zersetzung von organischen schwefelhaltigen Massen, namentlich aber der Sulfate des Seewassers, Schwefelwasserstoff. Letzteres Gas kann sich in Meeresbecken, in deren Tiefe die Wasser stagnieren, wie im Schwarzen Meere, in solchem Grade anreichern, daß es jedes organische Leben ausschließt.

In ganz anderer Art betätigt sich die Wirksamkeit der Bohrmuscheln auf die Gesteine. Sie durchlöchern die felsigen Meeresufer und bereiten dem überall zerstörenden Wasser und dem zerspaltenden Temperaturwechsel neue Angriffspunkte. Scherentragende Krebse zerkleinern die Gehäuse der Seeigel und Schnecken, sowie die Schalen der Muscheln, um sich von deren Weichteilen zu nähren, und erzeugen so das scharfeckige Material der Schalenbreccien (Lumachellen) und Muschelsande, welche weite Strecken des seichten Meeresbodens bedecken (J. Walther). Der Biber zieht seine Dämme quer durch die Täler, staut die Bäche zu großen, oft seeähnlichen Teichen an, entwässert die Sümpfe durch kunstvoll angelegte Kanäle und gibt dadurch Anstoß zu Wandelungen in der Vegetation und zur Neubildung von Wasserläufen (H. Crd.). Die Regenwürmer verschlucken große Mengen von mit organischen Substanzen vermischter Erde, um erstere zu assimilieren. Indem sich dieser Prozeß im Laufe der Jahre

immer wiederholt, entsteht durch Anhäufung der unverdauten Rückstände, die sich durch gleichmäßige Struktur und Mengung auszeichnen, die Ackerkrume (Darwin).

Besondere Bedeutung aber besitzen drei durch Vermittlung der Organismen eingeleitete geologische Prozesse: 1. die Reduktion von Sauerstoffsalzen durch verwesende organische Substanz; 2. die Abscheidung des Kalkes aus dem Meere durch Tiere und Pflanzen; 3. die Absorption der Kohlensäure und die Assimilation und Aufspeicherung des Kohlenstoffes durch die Pflanzen.

1. Reduktion durch verwesende Organismen.

§ 2. **Absatz von Eisenhydroxyd und Schwefelmetallen, vermittelt durch organische Substanz.** Das einzige Reduktionsmittel mineralischer Stoffe ist die Verwesung organischer Substanzen und ihrer Zersetzungsprodukte, namentlich der Kohlenwasserstoffe. Sie werden von den Sickerwassern in die Erdtiefe geführt, so daß ihr reduzierender Einfluß nicht nur auf die Erdoberfläche beschränkt ist. Durch ihre weitere Zersetzung, also durch Bildung von Kohlensäure, wird namentlich den Eisenoxydverbindungen der zu diesem Prozesse nötige Bedarf von Sauerstoff entzogen, also Eisenoxyd zu Eisenoxydul reduziert. Die aus diesem Zersetzungsprozesse der vegetabilischen Masse entstehende Kohlensäure verbindet sich mit dem Eisenoxydul zu kohlensaurem Eisenoxydul, aus dem sich wiederum beim Zutritt der Luft Eisenoxydhydrat bildet und niederfällt. So beruht die Bildung des Raseneisensteines, welcher in Skandinavien, in der norddeutschen Niederung, in Holland und Polen in weithin ausgedehnten Lagen auftritt, darauf, daß z. B. in eisenschüssigem Kies und Grus durch verwesende Pflanzen das Eisenoxyd in Eisenoxydul reduziert wird, dessen sich kohlensäure- und quellsäurehaltige Wasser bemächtigen, um es nach Niederungen zu führen, wo die eisenhaltigen Wasser stagnieren und wo das Eisenoxydul, durch den Sauerstoff der Luft zu Eisenoxydhydrat oxydiert, sich absetzt oder durch Algen und Bakterien (Eisenbakterien) abgeschieden wird.

In ganz ähnlicher Weise wie Eisenoxyde zu Eisenoxydul werden schwefelsaure Metallsalze durch Entziehung ihres Sauerstoffes zu Schwefelmetallen reduziert. So findet sich Bleiglanz, zuweilen auch Zinkblende als Anflug auf Steinkohlen und als Ausfüllung feiner Risse und Klüfte innerhalb derselben, sowie in bituminösen Baumstämmen, ja sinterartig und rindenförmig an altem Grubenholze. Ebenso, nur weit häufiger, kommt Schwefelkies vor, der manche Steinkohlen und Braunkohlen vollständig imprägniert, sich in Torfmooren und auf Grubenhölzern jetzt noch bildet, und ein sehr gewöhnliches Versteinerungsmittel fossiler

vegetabilischer Reste ist. Auch Kupferglanz ist bei Verwesung von Pflanzenresten ausgeschieden worden, wie durch das Vorkommen der Frankenberger Ähren (Zweigenden einer Conifere, nämlich von Ullmannia Bronni), ferner durch den Gehalt der Coniferenstämme im russischen Kupfersandstein an Kupferglanz und Buntkupfererz bewiesen wird.

Die Zersetzung von Metallsalzen durch faulende organische Substanzen kann jedoch noch weiter gehen und zur Bildung von gediegenen Metallen führen. So enthalten gewisse Coniferenhölzer der Zechsteinformation von Frankenberg in Hessen in ihrer kohligen Masse stellenweise kleine zarte Schüppchen von gediegenem Silber, welches durch Reduktion von kieselsaurem und kohlensaurem Silberoxyd durch das verwesende Holz hervorgegangen ist. Überraschende Resultate eines ganz analogen Prozesses wurden von H. Crd. bei Ducktown in Tennessee beobachtet. Ein Teil der dortigen Kupfergruben war während des amerikanischen Bürgerkrieges ersoffen, und zwar enthielten die nicht gewältigten Wasser aus der Zersetzung von Kupfer- und Eisenkies hervorgegangenes Kupfer- und Eisenvitriol in Auflösung. Nach der Wiedereröffnung der Gruben zeigte es sich, daß im Laufe jener wenigen Jahre an gewissen Stellen der verwesenden, zur Zimmerung benutzten Hölzer zollange Trauben von gediegenem Kupfer sich angesetzt hatten. Analoge Vorkommnisse von gediegenem Kupfer sind in Gruben Irlands, Südspaniens und des Erzgebirges beobachtet worden.

In ganz ähnlicher Weise wie pflanzliche können auch in Verwesung begriffene tierische Substanzen eine Reduktion von Metallsalzlösungen bewirken, wofür wir in dem so gewöhnlichen Vorkommen des Schwefelkieses als Versteinerungsmittel von Ammoniten, Gastropoden, Brachiopoden und Zweischalern, in dem des Bleiglanzes, Kupferkieses und der Zinkblende in den Hohlräumen vieler Molluskenreste zahlreiche Beispiele besitzen. Eine höchst instruktive Illustration dieses Vorganges liefert der Kupferschiefer des südlichen Harzrandes (S. 117, sowie Hist. Geol. sub Perm). Der Kupferschiefer ist augenscheinlich als ein äußerst feiner, unserem Silte ähnlicher Schlamm innerhalb gewisser Buchten des Zechsteinmeeres zur Ablagerung gelangt. Letztere waren von heterocerkalen Ganoidfischen (Palaeoniscus, Platysomus) bevölkert; diesen seichten Meeresbuchten wurden Solutionen von Kupfer-, Eisen-, Silber-, Nickel- und Kobaltvitriolen zugeführt, welche genügten, die Gewässer, sowie die in ihnen lebenden Fische zu vergiften. Die Fischleichname sanken in den den Boden bedeckenden Schlamm und begannen zu verwesen. Durch diesen Prozeß lieferten sie einerseits das Bitumen, mit welchem die Kupferschiefer stark imprägniert sind, anderseits leiteten sie die Reduktion der Metallsalze ein, welche sich als Schwefelmetalle in kleinen Partikelchen niederschlugen oder die Fischkörper selbst überzogen. Eine Erscheinung bedingte die andere: der Reichtum des

Kupferschiefers an Fischresten, Bitumen und Erzteilchen, die drei charakteristischen Eigentümlichkeiten des Gesteines, sie stehen in engstem ursächlichem Zusammenhange. Dieser letztere bleibt auch dann bestehen, wenn nach der Ansicht anderer Geologen die Erzführung der Kupferschiefer auf die spätere Imprägnation der bis dahin erzfreien bituminösen Mergelschiefer durch Mineralsolutionen zurückzuführen sein sollte, welche auf den dort aufsetzenden Spalten (Rücken) empordrangen*).

Aber nicht nur die schwefelsauren Metalloxyde, auch schwefelsaure Alkalien und alkalische Erden werden durch faulende organische Substanzen reduziert, so daß Schwefelalkalien und Schwefelverbindungen von alkalischen Erden entstehen (z. B. Schwefelcalcium aus Gyps). Zugleich geht aus dieser Reduktion der Sulfate zu Sulfiden Schwefelwasserstoff hervor, ein Gas, welches den weitreichendsten Einfluß auf die Umwandlungsprozesse im Mineralreiche ausübt. Es wird von den in der Tiefe zirkulierenden Wassern absorbiert und gelangt zum Teil mit diesen an die Erdoberfläche, wo sie dann als Schwefelquellen bezeichnet werden und von denen die wichtigsten die von Aachen, Burtscheid, Eilsen, Nenndorf, Baden (bei Wien) und Weilbach sind. Aus manchen dieser Schwefelquellen scheidet sich infolge der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes bei Berührung mit der Luft, namentlich aber unter Mitwirkung von Bakterien (den Schwefelbakterien), Schwefel in Form eines weißen oder gelblichgrauen Schlammes ab. Im Laufe der Zeit können diese Schwefelablagerungen bedeutende Dimensionen annehmen. Zu ihrer Entstehung sind überall dort die Bedingungen gegeben, wo mit Bitumen getränkte Gypslagerstätten auftreten, oder wo die gypshaltigen Wasser ruhiger, an faulenden Pflanzen reicher Meeresbuchten von Schwefel ausscheidenden Bakterien erfüllt sind. Ein anderer Teil des Schwefelwasserstoffes gelangt mit den unterirdischen Wassern in Spalten, in denen er Ansammlungen von Metallsalzen treffen kann und dann deren Ausscheidung als Schwefelmetalle bewirkt, also bei der Bildung von Erzgängen tätig ist (siehe S. 107).

2. Kalkabscheidung aus dem Meere durch tierische sowie pflanzliche Tätigkeit.

Dem Meere wird, wie S. 112 gezeigt, durch die Ströme fortwährend schwefelsaurer und doppeltkohlensaurer sowie phosphorsaurer Kalk zugeführt. Man sollte deshalb erwarten, daß das Meer allmählich zu einer gesättigten Lösung dieser Kalksalze geworden sei, aus welcher sich endlich Gyps, Kalkstein und Phosphorit ausscheide und niederschlage. In der Tat

*) Fr. Beyschlag, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900. S. 115. — R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901. S. 519.

aber enthält das Meereswasser nur einen minimalen Teil von dem Betrage derselben, welchen es in Auflösung zu erhalten vermöchte, und kommt trotz der beständigen Zufuhr von neuen Solutionen dem Sättigungspunkte nicht näher. Die Erhaltung dieses steten Gleichgewichtes der im Meereswasser aufgelösten Kalksalze ist eine Aufgabe der Meeresbewohner, welche zur Stütze oder zum Schutze ihrer Weichteile ein kalkiges inneres Gerüst oder eine Kalkschale absondern. Zu diesem Zwecke entziehen sie dem Meere die sparsam verteilten Kalksalze und scheiden dieselben auf dem Wege verwickelter chemischer Prozesse (neben phosphorsaurem) als kohlensauren Kalk in ihrem Körper zu zusammenhängenden Skeletten und Gehäusen oder zu unzähligen losen in der Haut eingelagerten Kalkstäbchen oder -scheibchen ab*). Durch derartige Lebensfunktionen zeichnen sich in geologischer Beziehung namentlich die Foraminiferen, die Anthozoën (Korallentiere), die Echinodermen, die Mollusken und Bryozoën sowie die Kalkalgen und Coccolithophoren aus.

§ 3. **Die Bauten der Riffkorallen****). Das Gedeihen der riffbildenden Korallentiere setzt eine mittlere Temperatur des Meereswassers von 20—25° C. voraus. Ihre wahre Heimat ist deshalb namentlich die Zone zwischen dem nördlichen und südlichen 28. Parallelkreise, falls nicht örtliche Ursachen, wie abkühlende Polarströme und auf der anderen Seite die erwärmenden Äquatorialströme die Grenze etwas verrücken. Gleichzeitig aber ist ihre Lebenssphäre auf das seichte Meer und zwar bis zu einer Tiefe von 40—60 m beschränkt. Innerhalb dieser ozeanischen Küstenstriche siedeln sie sich auf festem Untergrunde überall dort an, wo nicht die Mündungen großer Ströme das Meereswasser durch Trübung desselben für sie unbewohnbar machen. Am verbreitetsten sind die Korallenbauten in den tropischen Teilen des Stillen Ozeanes, wo neben unzählbaren Korallenbänken und Küstenriffen gegen 300 wirkliche Koralleninseln bekannt sind. Ähnlich ist die Verbreitung derselben im Indischen Ozeane, dessen Inseln und Kontinentalküsten einen außerordentlichen Reichtum an Korallenriffen aufzuweisen haben. Die Laccediven und Malediven sind die größten Koralleninseln der Welt. Im atlantischen Meere bestehen die Bermudas, die Bahama-Bänke und -Inseln, sowie ein großer Teil Floridas aus Korallenbauten. Murray veranschlagt die Gesamtfläche aller korallinen Bauwerke des Ozeanes auf 8 Millionen qkm.

Die Polypen wohnen nicht nur kolonienweise zu Tausenden auf einem

---

*) W. Biedermann, Bau und Entstehung der Molluskenschalen. Jenaer Zeitschr. f. Naturw. Bd. 36. 1901. S. 1.

**) J. D. Dana, Corals and Coral Islands. New York 1872. — Ch. Darwin, Structure and Distribution of Coral Reefs. London 1874. Übers. v. V. Carus. 2. Aufl. Stuttgart 1876. — R. Langenbeck, Koralleninseln. Leipzig 1890. — J. Walther, Geologie als hist. Wiss. Jena 1893. S. 893—933.

Stocke zusammen, sondern es pflegen sich an günstigen Örtlichkeiten zahllose Stöcke neben und auf einander anzusiedeln und dann die Korallenbänke und -riffe zu bilden. Die riffbauenden Korallen gehören zahlreichen Arten und sehr verschiedenen Geschlechtern an, namentlich aber sind die Genera Madrepora, Porites, Heliastraea, Isastraea, Maeandrina und Fungia stark vertreten. Porites-Arten können Stöcke von 8—9 m, Astraea und Maeandrina solche von 3—5 m Durchmesser aufbauen, von welchen jedoch immer nur die äußerste 5—10 mm dicke Schicht lebenden Individuen zum Sitze dient, während die inneren Partien verlassen und abgestorben sind. Die Dimensionen der Korallenbauten sind im Verhältnis zur Größe der Baumeister derselben außerordentlich. Die Breite vieler Riffe beträgt einige Stunden, und ihre Höhe bis 600, ja gegen 1000 m; manche ringförmige Riffe umschließen ein Wasserbecken von 50, 70 und mehr Kilometer Durchmesser, gewisse Barrierriffe im Westen der Fidschi-Gruppe und an der Ostküste Australiens sind bis 150 km breit und 1000, ja 2000 km lang.

Wenn die Korallenbauten den Meeresspiegel erreichen, so beginnen die Wogen, ähnlich wie Sturmwinde im Walde, ihre zerstörende Tätigkeit. Sie brechen Zweige und sonst ausgesetzte Partien vom Rande des Korallenriffes los, schleudern sie auf dessen Strandfläche und zertrümmern und zerreiben durch ihr stetes Spiel diese größeren Fragmente zu Sand. Ihm mischen sich die kalkigen Reste der die Riffe in Unzahl bewohnenden Tiere, nämlich grobkörniger Sand von zerbrochenen und zermahlenen Muschelschalen, Serpeln, Schnecken- und Seeigelgehäusen und zerfallenen Seesternen in großer Menge bei. Diesen »Korallensand« breiten die Wellen über das Riff aus, füllen ihn in die Höhlungen, Löcher und Zwischenräume des ästigen, lückenreichen Korallenbaues, oder türmen ihn endlich mit Hilfe der Winde zu dünenähnlichen Haufen an, wo er durch Absätze aus kalkhaltigem Wasser verfestigt wird. Ebenso findet innerhalb der älteren abgestorbenen Partien der Riffe mit Hilfe der durch Fäulnis erzeugten (endogenen) Kohlensäure eine Auflösung des zoogenen Kalkes und sein Wiederabsatz in deren Poren und Zwischenräumen statt, namentlich aber sind es Kalkalgen, welche durch ihre Inkrustate die Verkittung der abgestorbenen Korallen bewirken. Durch alle diese Vorgänge verwandelt sich der zierliche Korallenbau in einen kompakten Korallenkalk. Inzwischen hört das Wachstum der Korallen nicht auf, sondern sie ersetzen den Verlust durch fortwährenden Nachwuchs. Infolge steter Wiederholung des Zerstörungsprozesses und gleichzeitiger Erneuerung des korallinen Materiales durch Nachwuchs entstehen die über das Meer emporragenden Teile der Korallenriffe und Koralleninseln. Ein Teil der Zerstörungsprodukte wird von den Wogen über den Rand des Riffes in die Tiefe geführt und häuft sich hier rings um dessen Flanken zu einem steilen, das Korallenmassiv mantelförmig umgürtenden Schuttkegel an (Fig. 23 auf S. 61).

Die Korallenbauten sind 1. Saum- (Küsten-) riffe, welche Küsten unmittelbar und ohne einen Zwischenraum zwischen sich und den letzteren zu lassen, umgürten. 2. Wall- (Barrier-) riffe, welche von der nahen Küste durch einen Streifen Meeres getrennt sind oder sich ringförmig um aus ihrer Mitte hervorragende Inseln ziehen. 3. Lagunenriffe (Atolls), ovale oder kreisförmige, zum Teil vollkommen geschlossene Riffe, welche eine Fläche ruhigen, stillen Wassers umgeben. Über die Theorien von der Entstehung der Korallenriffe und -inseln vergl. S. 61.

§ 4. **Kalkabscheidung durch Mollusken, Echinodermen, Foraminiferen und Algen.** In ganz ähnlicher Weise wie Korallentiere sorgen die Mollusken für die Ausscheidung des kohlensauren Kalkes aus dem Meere, den sie zur Herstellung ihrer Schalen, Gehäuse und Schulpe bedürfen. Der Effekt ihrer darauf gerichteten Tätigkeit ist nicht so auffällig, wie die bis an den Meeresspiegel reichenden gigantischen Bauten der Polypen, steht jedoch hinter diesen der allgemeinen Verbreitung der Mollusken wegen, im Gegensatze zu der beschränkteren der riffbauenden Korallen, wohl kaum zurück. Am augenscheinlichsten geht die Ausscheidung von kohlensaurem Kalke durch Mollusken dort vor sich, wo letztere in Menge vergesellschaftet Muschelbänke bilden. Außer den sandige Ufer liebenden Erycinen, Cyrenen und Cardien sind es in der Jetztzeit namentlich Austern, Kamm- und Miesmuscheln (Ostrea, Placuna, Pecten, Mytilus), welche sich in großer Anzahl neben einander ansiedeln, sich zum Teil auf dem felsigen Grunde, zum Teil an einander anheften und dicht gedrängte Massen bilden, in deren Lücken und auf deren Oberfläche sich zahlreiche andere Mollusken sowie röhrenbauende, also ebenfalls kohlensauren Kalk abscheidende Anneliden (namentlich Serpula) einnisten. Diese Serpeln können durch üppige Wucherung so überhand nehmen, daß sie für sich allein mächtige Bänke und atollartige Riffe bilden (Bermudas). Ähnliche massenhafte Anhäufungen bilden die Paludinen, Litorinellen und Cerithien, ferner Turritella, Trochus und Murex, ebenso wie an manchen Stellen der Meeresküste Schulpe von Tintenfischen fußhoch aufeinander geschichtet liegen. Die Schälchen von Pteropoden haben sich auf dem Tiefseeboden tropischer und subtropischer Meere zu ausgedehnten und mächtigen Ablagerungen von Pteropodenschlamm aufgespeichert.

Die kalkabscheidende Tätigkeit der Foraminiferen fällt umsomehr ins Gewicht, als sie es vorzugsweise sind, welche enorme Areale der Oberfläche fast aller Ozeane dicht bevölkern, auf deren Grunde die hinabsinkenden Schälchen mächtige Ablagerungen eines förmlichen Foraminiferenschlammes bilden. Derartige Schichten bestehen bis zu 90 Prozent aus kalkigen Foraminiferenschalen und gehören zu den am weitesten verbreiteten Tiefsee-Sedimenten. Da unter ihnen gegenwärtig die Gattung Globigerina am reichlichsten vertreten ist, nennt man diese Ablagerungen Globigerinen-

schlamm. Andere Foraminiferen leben an Küsten und auf weiten Flächen des Meeresgrundes in solcher Menge, daß auch ihnen ein bedeutender Anteil an der Zusammensetzung mariner Sedimente zukommt. In der Vorzeit besaßen die Foraminiferen die gleiche gesteinsbildende Wichtigkeit, wie aus der Betrachtung der zoogenen Gesteine (Petrogenetische Geologie) hervorgehen wird.

In ähnlicher Weise wie Mollusken und Foraminiferen verbrauchen die Echinodermen zur Herstellung der Schalen der Echinoideen, der Gerüste und Kalkstäbchen der Seesterne, der Säulen, Kelche und Arme der Crinoiden, der feinen Kalkblättchen und Änkerchen in der Haut der Holothurien große Quantitäten von Kalk, welche sie dem Meere entnehmen, und haben auf diese Weise das vorwaltende Material ganzer Bänke und Schichtenkomplexe geliefert.

Unter den die See bewohnenden **Pflanzen** kommen die Kalkalgen an Massenhaftigkeit des Auftretens, an Kalkabscheidungsvermögen und dadurch an gesteinsbildender Tätigkeit derjenigen der Tiere fast gleich. Sie sind in allen Meeren von der arktischen bis zur tropischen Zone verbreitet, und namentlich durch die Gattungen Lithothamnium, Corallina, Melobesia, Cymopolia und Halimeda vertreten. In der geologischen Vorzeit spielten im Tertiär und in der Kreide die Lithothamnien, in der Trias die Gyroporellen, im Silur die Vermiporellen und Palaeoporellen eine hervorragende Rolle als Bildner mächtiger und ausgedehnter Kalksteinablagerungen*). Auch die Coccolithophoren, ebenfalls einzellige, pelagische Pflanzen, tragen durch Lieferung ihres aus kleinen, zierlichen Kalkblättchen (Coccolithen) bestehenden Skelettes (Coccosphären und Rhabdosphären) zur Bildung und Vermehrung von Kalksedimenten nicht unwesentlich bei**).

3. Aufspeicherung von Kohlenstoff durch pflanzliche Tätigkeit.

§ 5. **Der Verkohlungsprozeß und die kohlenbildenden Pflanzen*****). Kalkabscheidende Tiere reinigen das Meer von den ihm durch

*) Gümbel, Abhandl. d. k. Akad. d. Wiss. II. Kl. München. Bd. XI. 1. 1872. — Benecke, Geognost.-paläont. Beitr. Bd. II. 1876. — Walther, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1885. S. 329. — Rothpletz, Botan. Centralbl. 1892. Nr. 35. — Salomon, Marmolata. Stuttgart 1895. S. 25—47. — Stolley, Naturw. Wochensch. 1896. Nr. 15.

**) H. Lohmann, Die Coccolithophoridae. Archiv f. Protistenkunde. I. Jena 1902. S. 89. — A. Voeltzkow, Über Coccolithen usw. Frankfurt a. M. 1901.

***) H. R. Göppert, Preisschrift über die Bildung der Steinkohlen. Harlem 1848. — Pogg. Ann. LXXXVI. S. 482. — H. Fleck, Über die chemischen Vorgänge im Fossilien-Bildungsprozesse. N. Jahrb. 1867. S. 291. — A. Baltzer, Über den natürlichen Verkohlungsprozeß. Vierteljahrsschrift d. nat. Ges. Zürich 1872. — F. Muck, Chemie der Steinkohlen. 2. Aufl. Leipzig 1891. — C. W. von Gümbel, Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Klasse. München 1883. Bd. I. S. 201.

die Flüsse zugeführten Beimengungen und bringen es in einen für organisches Leben geeigneten Zustand. Eine ähnliche Tätigkeit entfalten die Pflanzen mit Bezug auf die atmosphärische Luft, welche sie in einer Beschaffenheit erhalten, durch welche die Möglichkeit höheren tierischen Lebens bedingt ist. Nicht allein das, — die Pflanzen haben die Atmosphäre überhaupt erst aus einem an Kohlensäure überreichen Dunstkreise in ihre jetzige Zusammensetzung übergeführt. Die Pflanze braucht den Kohlenstoff zum Aufbau der Pflanzenfaser und entzieht deshalb durch Atmung der Atmosphäre Kohlensäure, — verfault sie nach ihrem Absterben, so kehrt der Kohlenstoff als Kohlensäure in den Luftkreis zurück und würde somit einen verlustlosen Kreislauf durchmachen, wenn nicht diesem letzteren durch den Verkohlungsprozeß gewaltige Mengen von Kohlenstoff entrückt und in Form von Gesteins- und zwar Kohlenablagerungen an die Erde gefesselt würden. Durch diesen Vorgang wurde einerseits die anfänglich an Kohlensäure zu reiche Atmosphäre den Tieren bewohnbar gemacht, anderseits wird noch heute durch denselben die kontinuierliche Zufuhr von Kohlensäure durch vulkanische Exhalationen ausgeglichen, also die normale Zusammensetzung der Lufthülle erhalten. Aller Kohlenstoff, der auf der Erde in der Pflanzenfaser und in den Kohlengesteinen enthalten ist, ist aus der Zersetzung von Kohlensäure durch die Lebenstätigkeit der Pflanzen hervorgegangen.

Den größten Teil des Pflanzenzellgewebes bildet die Holzfaser, welche aus Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff besteht und beim Holz, abgesehen von einem geringen Gehalte an Stickstoff und Asche, fast durchgängig aus 50% Kohlenstoff, 6 Wasserstoff und 44 Sauerstoff zusammengesetzt ist. Verfaulen Pflanzenmassen an freier Luft, so verbinden sich ihre Elemente mit den Bestandteilen der Atmosphäre zu Gasen und Wasser, — es verschwindet die abgestorbene Pflanze, abgesehen von ihrem Gehalte an unorganischer Materie, vollständig. Anders aber bei ihrer unter Luftabschluß durch überlagernde tonig-sandige Gesteine vor sich gehenden, außerordentlich langsamen Zersetzung (Vermoderung, Verkohlung). Bei diesem Prozesse verbinden sich die pflanzlichen Elemente untereinander; es vereinigt sich ein Teil des Kohlenstoffes mit Sauerstoff zu Kohlensäure, ein anderer mit Wasserstoff zu Sumpfgas, welche entweichen, und endlich ein Teil des Wasserstoffes mit Sauerstoff zu Wasser. Nun sind aber in der entstehenden Kohlensäure 1 Gewichtsteil Kohlenstoff mit $2^2/_3$ Gew. Sauerstoff, im Sumpfgas 3 Gew. Kohlenstoff mit 1 Gew. Wasserstoff, im Wasser 1 Gew. Wasserstoff mit 8 Gew. Sauerstoff verbunden, so daß die Zersetzung, deren Produkte sie sind, namentlich auf Kosten des Wasserstoffes und Sauerstoffes der Holzfaser vor sich geht. Diese beiden Elemente werden der vermodernden Pflanzenmasse viel rascher und reichlicher entzogen als der Kohlenstoff, wodurch eine Anreicherung, eine relative Vermehrung

des letzteren stattfindet. Der Vermoderungs- oder Verkohlungsprozeß arbeitet demgemäß darauf hin, aus der gewöhnlichen Pflanzensubstanz im Laufe der Zeit reinen Kohlenstoff herzustellen. Zugleich aber werden die in den aufgespeicherten Pflanzenmassen reichlich vorhandenen und aus den einzelnen Teilen derselben in großer Menge sich bildenden löslichen humin- oder ulminartigen Substanzen durch das Wasser aufgelöst und als feste, nach und nach erhärtende Massen in den Hohlräumen und Lücken zwischen den einzelnen Pflanzenresten wieder ausgeschieden. Pflanzliche Massen, von Sedimenten bedeckt, unterliegen dieser Zersetzung außerordentlich langsam, so daß selbst die Steinkohle, trotzdem daß Millionen von Jahren seit ihrer Ablagerung vergangen sein müssen, den Verkohlungsprozeß noch nicht vollendet hat. Die sich bei dessen Vollzug bildenden und anfänglich von ihr eingeschlossenen Gase, Kohlensäure und Grubengas, entweichen fortwährend, zuweilen aber auch plötzlich und in gefahrbringender Menge als Schwaden und als schlagende Wetter und zeigen an, daß der Verkohlungsprozeß sich noch in vollem Gange befindet. Sein Ziel erreicht dieser erst, wenn Anthracit und Graphit hervorgebracht sind; in diesen seinen Endprodukten liegt der Kohlenstoff brach und gefesselt in der Erde, bis ihn der Mensch für seine Zwecke benutzend zu Kohlensäure verbrennt und ihn so der Atmosphäre wiedergibt, von wo aus er seinen Kreislauf von neuem beginnt. Die Länge der geologischen Zeiträume ist somit der Hauptfaktor bei der fortschreitenden Entwickelung der Kohlengesteine, so daß deren Kohlenstoffreichtum in demselben Maße zunimmt, je älter sie sind. Torf, Braunkohle und Steinkohle sind einzelne Stadien des besprochenen Verkohlungsprozesses der Pflanzenmasse, Anthracit, Graphitoid (Schungit) und endlich der flötz- oder linsenförmig eingelagerte Graphit die Endprodukte desselben, wie aus der nebenstehenden tabellarischen Zusammenstellung hervorgeht.

Durch die Verkohlung und den gleichzeitigen Druck der auflastenden Gesteine wird die Pflanzenmasse bis zur Bildung von Steinkohle auf $^1/_8$, und von Anthracit auf $^1/_{12}$ ihres ursprünglichen Volumens reduziert, so daß eine 12 m mächtige Pflanzenanhäufung nur ein 1,5 m starkes Steinkohlenflötz oder ein 1 m mächtiges Anthracitflötz liefert.

Lokal wird der Verkohlungsprozeß beschleunigt 1. durch die Bildung zahlreicher Spalten infolge von Faltungen und Zerreißungen der kohlenführenden Formationen; 2. durch Zerstückelung ausgedehnter Kohlenfelder infolge von Erosion; in beiden Fällen wird der Zutritt der atmosphärischen Luft und das Entweichen der entstehenden Gase erleichtert und der Verkohlungsprozeß dadurch gefördert; 3. durch gebirgsbildenden Druck; deshalb sind die Kohlen, wo sie horizontal und ungestört liegen, meist bituminös und werden immer magerer, je auffallendere Biegungen sie erleiden, und endlich zu Anthracit, wo die stärksten Faltungen und Zusammen-

Geologische Formation	Kohlengestein	Zusammensetzung in 100 Teilen nach Abzug der Asche		
		C	H	O
Alluvium	Holzsubstanz	49,57	6,11	44,00
	Torf vom Oberharz	51,00	5,80	43,20
Diluvium	Diluvialer Torf aus Irland	60,02	5,88	34,10
Tertiär	Braunkohle von Köln	66,96	5,25	27,76
	Braunkohle vom Meißner	72,00	4,93	23,07
	Erdige Braunkohle von Dux	74,20	5,89	19,90
Carbonische Formation	Steinkohle d. Königsgrube, Oberschlesien	78,80	3,20	18,00
	Bituminöse Steinkohle v. Saarbrücken	81,62	3,30	14,50
	Hartleykohle von Newcastle	88,42	5,61	5,97
	Bituminöse Steinkohle von Eschweiler	89,16	3,21	6,45
Carbonische, devonische, silurische Formation	Anthracit von Pennsylvania	93,59	2,55	3,86
Archäische Formationsgruppe	Graphitoid des Erzgebirges	99,76	0,24	0
	Lagergraphit und Graphitschiefer	100	0	0

drückungen stattgefunden haben (Anthracitbecken Pennsylvaniens); 4. durch Einwirkung hoher Temperatur von seiten glutflüssiger Gesteine, welche die betreffende Kohlenformation durchsetzen; so ist die erdige Braunkohle des Meißners im Kontakte mit Basalt in anthracitähnliche Kohle, in Stengel-, Pech- und Glanzkohle, die Steinkohle von Waldenburg in der Berührung mit Melaphyr in Anthracit umgewandelt. In allen diesen Fällen ist der Verkohlungsprozeß infolge lokaler Beeinflussung der Zeit vorausgeeilt.

Aus dem durch die Länge der Zeiträume begünstigten, langsamen Verkohlungsprozesse der Pflanzenmasse gehen demnach auf der einen Seite Kohlengesteine, auf der anderen entweichende Gase (Kohlensäure und Sumpfgas) hervor. Ebenso aber wie sich bei dem Zersetzungsprozesse vegetabilischer Substanzen gasförmige Kohlenwasserstoffe bilden, so entstehen auch flüssige und feste Verbindungen von Kohlenstoff und Wasserstoff, wie Naphtha, Petroleum und Ozokerit. Mögen nun auch jene großartigen unterirdischen Erdölansammlungen, z. B. auf Apscheron am Kaspischen Meere, Galiziens, des Elsaß und der Ölregionen Nordamerikas, ebenso wie der Bitumengehalt vieler bituminöser Gesteine, z. B. Brandschiefer

und Ölschiefer, ihren Ursprung tierischen Substanzen verdanken, also animale Fettreste sein*), oder aus Algenwachs entstanden sein, welches sich durch Wucherung wachserzeugender Algen massenhaft in Meeresbuchten ablagerte**), so kann doch kein Zweifel über die Abstammung solcher flüssigen Kohlenwasserstoffe obwalten, wo sie als Erdöl direkt aus der Steinkohlenmasse hervorschwitzen oder sogar ausfließen, wie in den Grubenbauten von Dawley und The Dingle in der englischen Grafschaft Shrop, wo das Erdöl förmliche Traufen bildet, gegen welche sich die Bergleute durch vorgesteckte Bretter schützen müssen.

Da die Ablagerung und Anhäufung von später zu Kohlengesteinen umgewandelten Pflanzenmassen sehr verschiedenen geologischen Zeiträumen angehören und der Gesamthabitus der Pflanzenwelt in jeder Periode einer vollkommenen Umgestaltung unterlag, so waren auch die Floren, welche das Material der verschiedenartigen und verschiedenalterigen Kohlengesteine der geologischen Vorzeit lieferten, jedesmal andere.

Die Braunkohle, das Kohlengestein der Tertiärzeit, besteht wesentlich aus den unter Luftabschluß verwesenden Resten von Coniferen (Taxites, Sequoia, Cupressus), Palmen (Palmacites, Sabal, Flabellaria) und Laubhölzern (Betula, Juglans, Quercus, Cinnamomum). Siehe Histor. Geologie, Tertiärformation, Braunkohlenbildung.

Die Steinkohle der Wealdenformation, des Keupers und des Rotliegenden verdankt ihr Material üppig wuchernden und sich dadurch schnell anhäufenden Cycadeen, Coniferen und Baumfarnen. Siehe Histor. Geolog., Wealden.

Die Steinkohle und der Anthracit der carbonischen Formation sind verwesende, ihrem Endziel bereits ziemlich nahe gerückte Massen von riesigen Gefäßkryptogamen, Sigillarien (und Stigmarien), Lepidodendren, Calamiten und Farnen, nebst spärlichen Araucarien und Cycadeen. Siehe Histor. Geolog., Carbon, Bildung der Steinkohlenflötze.

Die Anthracite des Silurs, z. B. Böhmens und der Isle of Man, können wesentlich nur aus Algen entstanden sein, da in den Tongesteinen der Silurformation, welche sich zur Conservierung der fossilen Pflanzen so trefflich eigneten, bisher nur lokal seltenere Reste von Gefäßkryptogamen oder noch höher stehenden Pflanzen gefunden sind, und ebenso haben

---

*) Höfer, Das Erdöl. Wien 1888. S. 101. — Engler, Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1888. XXI. S. 1816 und XXXIII. 1900. S. 7. — Ochsenius, Chem. Zeitg. 1891. S. 935 und 1735; 1892. S. 1180; 1896. Nr. 39; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896. S. 219; Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1896. S. 239. — Heusler, Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen 1896. — Jahn, Jahrb. d. k. k. geol. R. 1892. S. 361. — Zuber, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. S. 84.

**) Krämer und Spilker, Ber. d. deutsch. chem. Ges. XXXII. 1899. H. 15. S. 2941 und XXXV. 1902. S. 1212.

die Graphitschiefer und Graphitflötze der archäischen Formation denselben Ursprung. Ihren Lagerungsverhältnissen nach sind sie den Kohlenflötzen vollkommen analoge Gesteins-Einschaltungen ursprünglich vegetabilischer Entstehung und repräsentieren, entsprechend ihrem großen Alter, das Endprodukt des Verkohlungsprozesses. Siehe Histor. Geolog., Urgneiß-Formation.

§ 6. **Gasquellen als Produkte der Zersetzung organischer Substanzen.** Die Entwickelung der aus der Zersetzung und dem Verkohlungsprozesse pflanzlicher und tierischer Massenanhäufungen hervorgehenden Kohlensäure und Kohlenwasserstoffgase ist stellenweise eine so reichliche, daß sie zur Entstehung wirklicher Gasquellen die Veranlassung gibt. So sind denn, ganz abgesehen von den Gasexhalationen fast aller Vulkandistrikte, an zahllosen Punkten der Erdoberfläche Ausströmungen von Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und Kohlenwasserstoffgas bekannt, deren Ursprung ein organischer ist. Am auffälligsten sind die Kohlenwasserstoffquellen, weil diese, in Brand gesteckt, hohe Flammen von bald geringerer, bald bedeutender Leuchtkraft bilden, wie die früheren Erdfeuer oder Heiligen Feuer von Baku und die zur Beleuchtung dienenden Bohrquellen Pennsylvanias und Ohios. Derartige mit Erdölvorkommnissen in engstem genetischem und örtlichem Verbande stehende Kohlenwasserstoffquellen sind die von Baku und der ganzen Halbinsel Apscheron am Kaspischen Meere, ferner die der Apenninen in Ober- und Mittelitalien. In den Ölgegenden Nordamerikas entströmen vielen der zur Gewinnung des Petroleums oder selbst nur der Gase angelegten Bohrlöcher Kohlenwasserstoffgase mit brausendem, zischendem, weithin hörbarem Geräusche, und werden in zahlreichen Städten, z. B. in Pittsburg, allgemein zur Beleuchtung, sowie für industrielle Zwecke verwendet. Die Gase, mit welchen das Erdöl Nordamerikas und die Naphtha von Baku gesättigt ist, treiben diese aus den Bohrlöchern bis zu über 50 m hohen Fontainen empor. Ähnliches gilt von dem Elsasser Petroleum-Distrikt bei Pechelbronn. Nicht selten sind Kohlenwasserstoffexhalationen aus Steinsalzlagern, und zum Teil so bedeutend, daß sie z. B. bei Szlatina in Ungarn zur Beleuchtung der Grube verwandt werden; auch das bei der Saline Gottesgabe bei Rheine sich entwickelnde Gas wurde früher zu Heizzwecken verwandt; in China versiedet man auf gewissen Salinen die Sole vermittelst der auf den dortigen Bohrlöchern empordringenden brennbaren Gase.

Die Quantität der Kohlensäure, welche aus der Zersetzung von Pflanzenmassen resultiert, ist außerordentlich beträchtlich. Das an der Erdoberfläche von den verwesenden Pflanzen erzeugte Kohlensäuregas wird von den Regenwassern aufgesaugt und in den Boden geführt. Durch ihren Kohlensäuregehalt werden diese Sickerwasser in den Stand gesetzt, zahlreiche Mineralien aufzulösen und zu zersetzen, um dieselben, nachdem sie

größere Gesteinsmassen durchsickert haben, entweder als Mineralquellen an das Tageslicht zu fördern oder sich ihrer bereits in Blasen, Höhlen und Spalten durch Absatz wieder zu entledigen. Aber auch manche, z. B. die in den Salzlagern von Salzungen und Sondra in etwa 330 m Tiefe erbohrten, unter gewaltsamen Explosionserscheinungen emporbrechenden Kohlensäurequellen mögen organischen Ursprungs sein.

§ 7. **Schlammvulkane als Resultate organischer Zersetzungen** *). Die gewöhnlich als Schlammvulkane bezeichneten Schlammsprudel oder Salsen stehen in engstem Zusammenhange mit Gasquellen und zwar besonders solchen von Kohlenwasserstoffgas, die, wie im vorigen Paragraphen gezeigt, aus der Zersetzung von organischen Substanzen hervorgehen. Treten diese Gase im Verein mit Wassern zu Tage, welche schlammartig erweichtes, toniges oder sandig-toniges Gesteinsmaterial mit sich führen, so sind die Bedingungen zur Bildung von Schlammsprudeln gegeben. Letztere sind demnach nicht Reaktionen der glutflüssigen Erdtiefe, wie die Vulkane, sondern Produkte des gewaltsamen Hervordringens aus Organismen erzeugter Gase. Mit dem Ausströmen der letzteren ist sehr gewöhnlich das Ausfließen von flüssigen Kohlenwasserstoffen (Naphtha und Bergöl) vergesellschaftet. Die mit ihnen empordringenden Wasser sind meist salzhaltig.

Die Schlammsprudel bilden kleine, flache Kegel, welche meist nur einen, ausnahmsweise bis 10 m Höhe erreichen. Auf ihrem Gipfel befindet sich eine trichterförmige Vertiefung. Ihr entströmt z. T. lautlos, z. T. mit Brausen, mit Kohlenoxydgas oder Kohlensäure gemischtes Kohlenwasserstoffgas, welches Schlamm oder salziges, schlammiges, mit Erdöl vermischtes Wasser emporpreßt. Der Schlamm wird, falls dünnflüssig, durch die empordringenden Gase in wallender Bewegung erhalten, — falls zähflüssig, beim Zerplatzen der aufwärts pressenden großen Gasblasen umhergeschleudert. In letzterem Falle tritt eine intermittierende Tätigkeit ein, indem periodische Explosionen der Gasgemenge, verbunden mit unterirdischem Getöse und Bodenerzitterungen, unterbrochen von Pausen der Ruhe stattfinden. In anderen Schlammsprudeln fließt der Schlamm unter starker Gasentwickelung über und bildet förmliche Schlammströme, oder er steigt $^1/_3$—$^2/_3$ m hoch senkrecht in die Luft, um dann zurückzufallen, — ein Spiel, welches sich in Pausen von 30 Sekunden bis zu 40 Minuten wiederholt. Zuweilen finden förmliche Eruptionen statt, verbunden mit donnerndem Getöse der ausströmenden Gase, welche sich entzünden und Feuersäulen bilden können, ferner mit Auswurf von Schlammfetzen und Gesteinsbruchstücken, sowie mit Ergüssen von Schlammströmen (so bei Baku im Januar 1887).

---

*) Gümbel, Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. z. München. Math.-phys. Kl. 1879. S. 1.

Schlammsprudel sind bekannt auf Sicilien (bei Paterno am Ätna, die Macaluba bei Girgenti), in dem nördlichen Italien (Provinz Modena und bei Reggio), in Siebenbürgen (Höllenmorast), auf Island, Neugranada (Turbaco) und Trinidad. Am westlichen und östlichen Ende des Kaukasus (auf der Halbinsel Kertsch, auf der Insel Taman und an den Ufern des Kaspischen Meeres) sind diese Salsen in besonderer Zahl und Großartigkeit konzentriert. Fast überall tritt die Abhängigkeit dieser Schlammvulkane von großen unterirdischen Herden der Zersetzung von organischen Substanzen in ihrer Vergesellschaftung mit Petroleum- oder Naphthaquellen auf das deutlichste hervor. Daß aber auch durch vulkanische Tätigkeit Schlammvulkane erzeugt werden können, ist S. 30 dargelegt worden.

D. Die Zeit als geologischer Faktor.

Die Wirksamkeit der Kräfte, welche sich als Hauptagentien in dem Entwickelungsprozesse der Erde betätigen, bedarf zum großen Teile gewaltiger Zeiträume, um ihren Einfluß auf die Gestaltung der Erdoberfläche wahrnehmbar zu machen. Die Länge dieser Zeiträume ist eine so außerordentliche, daß uns, die wir nach Jahren zu rechnen gewöhnt sind, jeder bestimmte Maßstab für dieselben fehlt. Um einen solchen zu gewinnen, hat man versucht, die Länge der Jetztzeit, also des Zeitraumes abzuschätzen, seit dessen Beginn das organische Leben auf Erden seinen heutigen Gesamtcharakter angenommen und seitdem nicht wesentlich verändert hat. Freilich leiden sämtliche zu diesem Zwecke eingeschlagenen Wege an großer Unsicherheit. So schwankt man in der Berechnung der Zeit, welche die Niagarafälle benötigten, um ihren in der Postglacialperiode bewirkten Rückzug von Queenstown bis zu ihrem jetzigen Stande zu bewerkstelligen, zwischen 18000 und 36000 Jahren (siehe S. 123). Heim schätzt den Zeitraum seit dem Verschwinden der letzten großen Diluvialgletscher aus den Seetälern der Alpen auf wenigstens 10000, höchstens 50000 Jahre. Jedenfalls aber ergeben diese wie alle ähnlichen Versuche der Abschätzung der Jetztzeit enorm hohe Zahlen.

Wenn solche langdauernde Vorgänge in Zeiträume fallen, während welcher der organische Gesamtcharakter der Erde scheinbar vollständig stationär und unverändert blieb, welche Zeiträume müssen dann während der tertiären Perioden, innerhalb deren sich Flora und Fauna wiederholt fast durchgängig und vollkommen änderten, verflossen sein! Hat man Recht, die Dauer der Jetztzeit auf Zehntausende von Jahren zu veranschlagen, so muß die Tertiärperiode auf Jahrmillionen abgeschätzt werden. Nun ziehe man in Betracht, daß die Tertiärzeit nur das letzte Blatt im Buche der Erdgeschichte, so weit diese sich vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat, ausfüllt, man denke daran, daß der Gesamtcharakter der

Bewohner der Erde erwiesenermaßen zahlreiche Male eine vollkommene Umprägung erlitten hat, daß also die gesamten jeweiligen Floren und Faunen ebenso oft von einer anderen sich emporschwingenden, vervollkommneten Generation bekriegt, überwuchert und verdrängt worden sind, endlich erinnere man sich daran, daß auch vor die Entstehung organischer Wesen auf Erden noch große Zeiträume fallen, und man wird gestehen müssen, daß die Berechtigung gegeben ist, die Vergangenheit der Erde als etwas unermeßliches zu bezeichnen. Vergleicht man die von Tieren und Pflanzen belebten Landschaftsbilder der einzelnen Perioden der Erdgeschichte, wie sie sich im Verlaufe der letzteren auf dem ganzen Erdenrund aus einander entwickelt haben, so öffnet sich dem Blicke eine Vergangenheit, für deren Abschätzung uns die Kraft fehlt. Wie verschwinden gegen sie die wenigen Tausend Jahre, bis zu welchen die Nachrichten über unser eigenes Geschlecht zurückreichen! — Alle geologischen Zeitberechnungen können deshalb weiter nichts bezwecken, als uns zu überzeugen, daß wir in der Entwickelungsgeschichte der Erde mit unermeßlich großen Zeiträumen zu rechnen haben.

Wenn es freilich gelingen sollte, geologische Vorgänge mit berechenbaren, astronomischen Änderungen in Beziehung zu bringen, so würde es möglich werden, auch für die Geologie ein absolutes Zeitmaß festzustellen. Bis jetzt aber fehlen uns, trotz der dahin zielenden Versuche Croll's, Mayer's, Jolly's und Blytt's, derartige Anhaltspunkte; wir müssen uns deshalb für Ereignisse früherer Perioden mit einer Bestimmung ihres relativen Alters, d. h. mit der Beantwortung der Frage: früher oder später, älter oder jünger als andere Vorgänge und Erscheinungen? begnügen.

Zweiter Abschnitt.

Petrographische Geologie (Petrographie).

Literatur.

F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. Leipzig 1893—94. 3 Bände.

H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie I. der petrographisch wichtigen Mineralien, Stuttgart, 3. Aufl. 1892, II. der massigen Gesteine, 3. Aufl. 1895—96.

Ders., Elemente der Gesteinslehre. 2. Aufl. Stuttgart 1901.

J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd. II. Petrographie. 1887.

E. Kalkowsky, Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886.

E. Cohen, Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden. 3. Aufl. Stuttgart 1896.

R. Reinisch, Petrographisches Praktikum. I. Berlin 1901.

G. Linck, Tabellen zur Gesteinskunde. Jena 1902.

A. Michel-Lévy, Structure et classification des roches éruptives. Paris 1889.

E. Cohen, Sammlung von Mikrophotographien zur Veranschaulichung der mikroskopischen Struktur von Mineralien und Gesteinen. 3. Aufl. Stuttgart 1899.

Fr. Berwerth, Mikroskopische Strukturbilder der Massengesteine. Stuttgart 1895.

A. Allgemeines.

§ 1. **Aufgabe der Petrographie.** Die Petrographie lehrt uns die Gesteine als das Material, welches die feste Erdkruste zusammensetzt, kennen.

Die Gesteine, Felsarten oder Gebirgsarten sind gesetzmäßige Aggregate von Individuen einer oder mehrerer Mineralspezies, welche in Form selbständiger Massen am Aufbau der Erdkruste teilnehmen. Die Aufgabe der Petrographie ist es, diese Gesteine in die sie zusammensetzenden mineralischen Bestandteile zu gliedern, sowie die Art und Weise des Zusammentretens der letzteren, also die Strukturverhältnisse der Gesteine, zu untersuchen.

Die Ermittelung der Entstehung und Umbildung der Gesteine muß einem späteren Abschnitte (der Petrogenetischen Geologie) überlassen bleiben.

§ 2. **Wesentliche Bestandteile der Gesteine.** Eine der Aufgaben der Petrographie ist die Ermittelung der Bestandteile der Gesteine oder der Gesteinselemente. Diejenigen Mineralien, welche den Begriff eines Gesteines bedingen, indem sie zu seiner Konstituierung erforderlich sind, werden wesentliche Bestandteile oder Hauptgemengteile genannt. Granit besteht aus Quarz, Feldspat (vorwiegend Orthoklas) und Glimmer; keines dieser Mineralien darf dem genannten Gesteine fehlen oder durch ein anderes vertreten werden, ohne daß dieses seinen Charakter als Granit verliert. Entzieht man dem Granit den Feldspat, so wird er zum Greisen, tritt für Glimmer Hornblende ein und der Quarz zurück, so entsteht Syenit. Quarz, Feldspat und Glimmer sind demnach die wesentlichen Bestandteile des Granites, ohne welche man sich Granit nicht zu denken vermag; fehlt einer derselben, so verliert das Gestein den Charakter eines normalen Granites.

Man kennt etwa 700 Mineralspezies und sollte demnach eine außerordentlich große Verschiedenheit und eine sehr bedeutende Zahl der von ihnen zusammengesetzten Gesteinsarten erwarten. Es ist jedoch die Zahl derjenigen Mineralien, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Gesteine nehmen, verhältnismäßig sehr beschränkt. Als die wichtigsten derselben sind vorläufig folgende zu nennen.

Eis (z. B. als Material der Gletscher).

Dolomitspat, Kalkspat, Anhydrit, Gyps, Steinsalz.

Quarz (als Quarzit, Sandstein, Gemengteil von Granit, Gneiß, Quarzporphyr u. v. a.).

Orthoklas (als Hauptgemengteil des Granites, Gneißes, der Porphyre und Syenite.

Sanidin (in den Trachyten und Phonolithen).

Natronorthoklas (in den Alkaligraniten und -syeniten).

Albit (in den Natrongraniten, Muscovit- und Sericitgneißen)
Oligoklas (meist neben Orthoklas, z. T. ohne ihn; im Gneiß, Granit, Porphyrit, Diorit)
Labrador (als Gemengteil des Diabas, Gabbro, Hypersthenit)
Anorthit (im Diorit, Gabbro, Basalt)
} Plagioklas.

Nephelin, Melilith und Leucit (im Phonolith, in gewissen Basalten).

Augit (in den Diabasen und Basalten).

Ägirin und Ägirinaugit (im Phonolith).

Diallag, Hypersthen, Bronzit, Enstatit (im Gabbro, Norit).

Hornblende (im Syenit, Diorit, Amphibolit, Porphyrit, Basalt).

Muscovit nebst Sericit (namentlich im Glimmerschiefer und Gneiß).

Biotit (namentlich in gewissen Graniten und Gneißen).

Olivin, Serpentin, Talk, Chlorit.

Granat (im Eklogit, Granatfels, Granulit).

Pyrop (im Serpentin).

Brauneisenstein, Roteisenstein, Magneteisenstein (für sich wichtige Lagerstätten bildend).

Graphit, Anthracit, Steinkohle, Braunkohle.

§ 3. **Zufällige Bestandteile der Gesteine.** Von den Bestandteilen, auf deren Zusammentreten die Natur einer Gesteinsart beruht, also von den Hauptbestandteilen, sind die zufälligen oder accessorischen Gemengteile (Nebengemengteile) der Gesteine zu unterscheiden, welche nicht zur wesentlichen Zusammensetzung der letzteren gehören, bald vollständig fehlen, bald jedoch in einer der Regelmäßigkeit sich nähernden Häufigkeit in dem Gestein eingesprengt vorkommen, und zum Teil sogar charakteristisch für gewisse Gesteinsarten sind. So kommt z. B. in vielen Graniten Turmalin, in fast allen Glimmerschiefern Granat vor, und dennoch ist das Wesen der genannten Gesteine nicht an diese zufälligen Gemengteile gebunden. Granit und Glimmerschiefer würden ihre Berechtigung zu diesem Namen nicht verlieren, auch wenn man ihnen ihre Turmalin- oder Granat-Einsprenglinge entziehen könnte.

Oft zeichnen sich diese eingesprengten accessorischen Bestandteile durch allseitige Ausbildung ihrer Krystallform aus. Als Beispiele solcher Vorkommnisse dürften anzuführen sein:

Boracit im Gyps; Cyanit im Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, Talkschiefer, Granulit; Staurolith im Glimmerschiefer; Granat im Gneiß, Glimmerschiefer, Chloritschiefer; Zirkon im Granit und in vielen krystallinischen Schiefern; Titanit im Syenit, Diorit, Gneiß, krystallinen Kalkstein, Phonolith; Eisenkies (Pyrit), z. B. in den krystallinischen und klastischen Schiefern, im Diabas, im Ton, in der Kohle usw.; Magneteisen im Chloritschiefer, Talkschiefer u. a.

§ 4. **Accessorische Bestandmassen.** Innerhalb vieler Gesteine treten, ähnlich wie die beschriebenen accessorischen Mineralindividuen, Einschlüsse von förmlichen Mineralaggregaten auf, welche in ihrer Zusammensetzung von der Gesteinsmasse abweichen, nur eine untergeordnete Wichtigkeit besitzen und als zufällige Erscheinungen zu betrachten sind. Man bezeichnet dieselben als accessorische Bestandmassen und führt diese am zweckmäßigsten nach ihrer Entstehungsweise auf zwei Hauptformen zurück, welche man als Konkretionen und Sekretionen unterscheiden kann.

Die Konkretionen haben sich innerhalb der Gesteinsmasse durch Konzentration einer oder mehrerer vom Gesteine verschiedener Mineralsubstanzen nach einem Punkte ausgebildet. Das Innere einer Konkretion ist deshalb zuerst, das Äußere zuletzt entstanden. Nach ihrer äußeren Form lassen sich unterscheiden: Krystallgruppen (Gyps im Ton); kugelige Konkretionen von radialstrahligem Bau (Markasit im Schieferton); traubige, knollige und plattenförmige Konkretionen (z. B. Feuersteinknollen in der

Schreibkreide). Linsenförmige Konkretionen werden Septarien genannt, wenn dieselben von zum Teil radialen Spalten durchzogen werden, welche gewöhnlich von Kalkspat, Eisenspat oder Braunspat ausgefüllt sind und häufig ein förmliches Netz von sich verzweigenden Adern im Innern der Konkretionen bilden (Fig. 76). Die knollig-traubig, oft sehr grotesk gestalteten, mergeligen Konkretionen des Löß werden als Lößkindel oder Lößmännchen bezeichnet. Ihnen stehen die Marleker Norwegens nahe. Es sind rundlich, ellipsoidisch oder unregelmäßig knollig geformte, harte Mergelnieren, welche den postglacialen Tonen Norwegens eingelagert sind und nicht selten die vollständigen Reste von Fischen und Mollusken enthalten, deren Form sie dann in ihren allgemeinen Konturen nachahmen. Letzteres wiederholt sich auch bei den Phosphorit- und Sphärosideritkonkretionen.

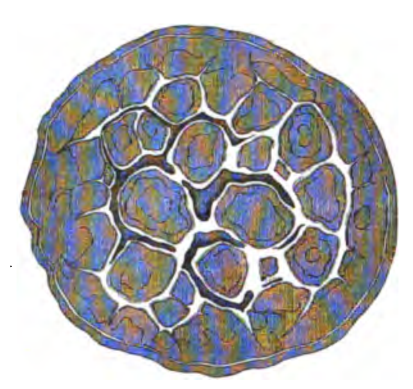


Fig. 76. Querschnitt einer Septarie.

Die Sekretionen bilden sich immer innerhalb präexistierender Spalten- oder Hohlräume und zwar infolge einer Infiltration von Mineralsolution, aus welcher Mineralabsätze, von der Wandung aus nach dem Inneren zu fortschreitend, vor sich gingen. Es findet also mit Bezug auf die einzelnen Teile der Sekretionen gerade das umgekehrte Altersverhältnis statt, wie bei den Konkretionen, wo das Innere zuerst gebildet wurde. Die Sekretionsbildungen gelangten nicht immer bis zur vollständigen Ausfüllung der Hohlräume, so daß ein Teil derselben offen geblieben ist, in welche dann die freien Krystallenden der sekretionären Mineralien hineinragen (Drusen). Veränderte die infiltrierte Lösung ihren Mineralgehalt, so setzten sich die verschiedenartigen Bildungen in oft außerordentlich zarten konzentrischen Lagen ab. Die gewöhnlichsten als Sekretionsmassen auftretenden Mineralien sind Quarz, Amethyst, Chalcedon, Kalkspat, Braunspat, Zeolithe, Delessit.

Nach der Gestalt des Hohlraumes, welcher die Veranlassung zur Sekretionsbildung gab, unterscheidet man: Mandeln oder Geoden, Mineralsekretionen innerhalb kugel-, birn-, oder mandelförmiger Blasenräume in gewissen, einst glutflüssigen Gesteinen, z. B. Melaphyr und Basalt; Gänge, Trümer oder Adern, Mineralsekretionen in Spalten und Klüften; Nester, solche innerhalb ganz unregelmäßig geformter Hohlräume.

§ 5. **Struktur der Gesteine.** Durch Ermittelung der Gesteinselemente allein ist ein Gestein noch nicht genügend bestimmt. Aus Quarz, Orthoklas und Glimmer besteht Granit, Gneiß und Quarzporphyr; aus

Kalkspatindividuen der Marmor und der dichte Kalkstein, beide in ihrem Äußeren so weit verschieden. Die nächste Aufgabe der Petrographie muß demnach darauf gerichtet sein, noch andere charakteristische Merkmale zur Bestimmung herbeizuziehen. Die Verschiedenheit der Gesteinsstruktur liefert solche.

Unter Struktur (Textur) der Gesteine versteht man ihr durch Form, Größe, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Bestandteile hervorgebrachtes inneres Gefüge.

Eine tief eingreifende Verschiedenheit der Gesteine beruht darauf, ob deren Bestandteile entweder als miteinander verwachsene krystalline Individuen oder aber als verkittete Bruchstücke älterer Gesteine erscheinen. Die einen nennt man krystalline, die anderen klastische oder Trümmergesteine. Bei ersteren sind die sie zusammensetzenden Mineralindividuen bei der Gesteinswerdung selbst entstanden (authigen), bei letzteren stammen die Bestandteile aus der Zerkleinerung bereits vorhanden gewesener Gesteine, sind allothigen. Als Typen der krystallinen Gesteine mögen Granit, Glimmerschiefer und Marmor, als solche der klastischen die Konglomerate, Sandsteine und losen Geröllmassen dienen. Je nach der Größe, Art und Weise, in der die krystallinen oder klastischen Bestandteile der Gesteine zu einem Ganzen zusammentreten, machen sich wiederum die mannigfachsten Modifikationen und dadurch die wechselndsten Gesteinscharaktere geltend. Die Struktur der **krystallinen** Gesteine kann nämlich sein:

makrokrystallin, wenn die Gesteinselemente so groß sind, daß sie mit bloßem Auge erkannt werden können, mikrokrystallin und kryptokrystallin oder dicht, sobald dies nicht mehr der Fall ist, sondern erst mit Hilfe des Mikroskops gelingt. Als aphanitisch bezeichnet man die dichten oder höchst feinkörnigen Varietäten mancher Eruptivgesteine, z. B. des Diabases;

vollkrystallin (holokrystallin), wenn sich das Gestein durch und durch aus Mineralindividuen, wenn auch von mikroskopischer Winzigkeit aufbaut, — halbkrystallin (hypokrystallin), wenn dieselben mit amorpher, glasiger Substanz gemengt sind;

körnig, wenn das Gestein aus krystallinen Körnern und Blättern von annähernd gleichen Dimensionen besteht, die nach allen möglichen Richtungen mit und durcheinander verwachsen sind, ohne irgend eine bestimmte Anordnung erkennen zu lassen. Nach der Größe des Kornes unterscheidet man: groß-, grob-, klein- und feinkörnig (z. B. Granit, Marmor);

flaserig, wenn linsenförmige Schmitzen eines körnigen Mineralaggregates mit dünnen Lagen von schuppiger oder schieferiger Struktur abwechseln in der Weise, daß sich letztere an die linsenförmigen Kerne anschmiegen (z. B. Gneiß);

schieferig und blätterig, wenn die Gemengteile nach irgend einer bestimmten Fläche parallel angeordnet sind, wodurch sich das Gestein in lauter dünne Lagen zerlegt, welche in noch dünnere Lamellen spaltbar sind (z. B. Tonschiefer, Papierkohle);

lagenförmig oder gebändert, wenn das Gestein aus wiederholt miteinander abwechselnden parallelen Lagen von verschiedenartigem oder verschieden gefärbtem Materiale besteht (z. B. Granulit, Hälleflinta, Bandjaspis);

gestreckt, wenn alle oder einzelne Gesteinsbestandteile von linearer Längsausdehnung nach einer gewissen Richtung geordnet oder in die Länge gezogen sind. Streckungsvorgänge an bereits festen Gesteinen führen zu stengeliger Struktur (Stengelgneiß, Dattelquarzit). Eine besondere Art der Streckung ist die Fluktuations- oder Fluidalstruktur, in der sich die Bewegungen innerhalb des noch nicht erstarrten Eruptivmagmas wiederspiegeln. So haben sich z. B. die Hornblendesäulen in manchen Syeniten, die Sanidintafeln in gewissen Trachyten einander parallel gelagert. Viel häufiger ist diese Erscheinung mikroskopisch als Mikrofluktuationsstruktur zur Ausbildung gelangt. Dieselbe besteht darin, daß in einer anscheinend homogenen, glasartigen Masse vulkanischen Ursprunges unzählige mikroskopische, nadel- und leistenförmige Kryställchen (Mikrolithe) stromartig in paralleler Richtung, entsprechend der Bewegung des einst glutflüssigen Magmas ausgeschieden liegen (z. B. im Obsidian, Basalt, Melaphyr; vgl. S. 192 Fig. 86 und 87);

porphyrisch, wenn in einer dichten oder feinkörnigen Grundmasse auffallend größere, krystallographisch begrenzte (idiomorphe) Individuen (Einsprenglinge) der das Gestein bildenden Minerale ausgeschieden sind (Quarzporphyr, Trachyt), porphyrartig, wenn die Grundmasse mittel- oder grobkörnig ist (porphyrartiger Granit);

oolithisch, wenn das Gestein aus lauter kleinen kugeligen Konkretionen besteht, welche eine konzentrisch-schalige oder radial-faserige Struktur besitzen (z. B. oolithischer Kalkstein der Juraformation, Rogenstein der Trias, Erbsenstein von Karlsbad);

sphärolithisch, wenn als Bestandteile einer eruptiven Gesteinsmasse radial-faserige Kugeln oder Kügelchen (Sphärolithe, Felsosphärite), zum Teil von mikroskopischer Kleinheit auftreten. In den sehr kleinen runden mikroskopischen Sphärolithen pflegen die Fäserchen vollkommen radial gruppiert zu sein, bei größeren bilden sie von einzelnen Punkten ausstrahlende längere oder kürzere Büschel. Zwischen gekreuzten Nicols zeigen sie im Dünnschliffe ein dunkles Kreuz, dessen Balken nach der Peripherie zu sich verbreitern (Pechstein, Obsidian);

blasig und schlackig, wenn ein aus glutflüssigem Zustande erstarrtes Gestein rundliche Blasenräume enthält (z. B. manche Laven, Bimsstein);

mandelsteinartig oder amygdaloidisch, wenn solche Blasenräume später gänzlich oder zum Teil mit fremdartiger Mineralsubstanz (Calcit, Quarz, Chalcedon) ausgefüllt worden sind (z. B. Melaphyrmandelstein);

amorph (hyalin) nennt man die glasartigen Erstarrungsmodifikationen vulkanischer Gesteine (Obsidian, Pechstein).

Die **Trümmergesteine** bezeichnet man nach Größe und Form der sie zusammensetzenden, meist durch ein später zugeführtes Bindemittel (Cement) verkitteten Gesteinsfragmente als

Breccien, wenn die Gesteinsfragmente aus größeren scharfkantigen Bruchstücken bestehen (z. B. Porphyrbreccien, Quarzbrockenfels);

Konglomerate (Psephite), wenn die Gesteinsfragmente aus größeren abgerundeten Rollstücken bestehen (z. B. Rotliegend-Konglomerat);

Sandsteine (Psammite), wenn das Gestein aus runden oder eckigen Mineralfragmenten und zwar wesentlich aus Quarzkörnern besteht, deren Größe zwischen Stecknadelkopf- und höchstens Erbsengröße schwankt (z. B. Quadersandstein);

Schlamm- oder Tongesteine (Pelite), wenn das Gestein ein erdiges, homogenes Ansehen hat, wenn es also aus feinstem Mineralstaub besteht (z. B. Ton, Kaolin);

lose Akkumulate, wenn Gesteinsbruchstücke lose aufeinander gehäuft sind, ohne durch ein jüngeres Cement verbunden zu sein (z. B. Kies, Sand, vulkanischer Schutt).

Ein Strukturverhältnis, welches viele Gesteine aufzuweisen haben, ist das der **Schichtung.**

Geschichtet nennt man ein Gestein, wenn es in einer Aufeinanderfolge (System, Komplex) von plattenförmigen Lagen (Schichten, Bänken) auftritt, welche gegeneinander durch parallele Flächen (Schichtflächen) begrenzt werden, bei weiter Ausdehnung in der Regel nur geringe Dicke (Mächtigkeit) besitzen und das Produkt successiver Übereinanderlagerung bilden. Ist in einem Gesteine ein derartiges Strukturverhältnis nicht ausgesprochen, so bezeichnet man es als massig.

§ 6. **Die Bestimmung der Gemengteile der Gesteine. Die Anwendung des Mikroskopes bei petrographischen Studien.** Bei körnigen Gesteinen, deren Gemengteile mit bloßem Auge von einander zu unterscheiden, also makroskopisch sind, stellen sich bei genügenden mineralogischen Vorkenntnissen der Bestimmung der mineralischen Natur der letzteren keine besonderen Schwierigkeiten in den Weg. Haben sich auch die Mineralindividuen durch ihr Zusammengedrängtsein, durch ihre gegenseitige Verwachsung gewöhnlich in ihrer Ausbildung zu vollkommenen Krystallen gehindert, so sind doch in der Spaltbarkeit, Härte und Farbe der Gesteinselemente, ihrem spezifischen Gewichte, Glanze und chemischen

Verhalten noch genügende Merkmale gegeben, um ihre mineralische Natur zu kennzeichnen.

Die chemische Untersuchung der Gesteine wird hauptsächlich durch Bauschanalysen bewerkstelligt. Zwar wird durch sie nur die allgemeine chemische Zusammensetzung eines Gesteines ermittelt, doch ist es oft möglich, aus derselben Schlüsse auf die Natur der dasselbe konstituierenden Mineralien abzuleiten. So müssen z. B. gemengte Orthoklasgesteine, deren Kieselsäuregehalt mehr als 66 Prozent beträgt, notwendigerweise Quarz enthalten; — ein Hornblende-Orthoklasgestein, dessen Kieselsäuregehalt dem des Orthoklases gleichkommt, enthält ebenfalls freie Kieselsäure, da der Kieselsäuregehalt der Hornblende bei weitem geringer ist, als der des Orthoklases; — in einem Orthoklas und Oligoklas haltenden Gesteine läßt sich aus dem Verhältnisse des Kali und Natron auf das Vorherrschen des einen oder anderen Feldspates schließen. Durch geschickte Interpretation der Bauschanalysen ist es zuweilen sogar möglich, das Mengungsverhältnis der Mineralelemente eines Gesteines wenigstens annähernd mit um so größerer Wahrscheinlichkeit zu ermitteln, je weniger Gemengteile man zu berücksichtigen hat. Der Wert der Bauschanalyse wird dadurch bedeutend erhöht, daß man Sonderanalysen einzelner Gemengteile ausführt, die zu diesem Zwecke aus dem Gesteinsverbande zu lösen und zu isolieren sind. Bei grobkörnigen Gesteinen erreicht man dies durch Auslesen der erforderlichen Körner mit der Hand unter der Lupe; Glimmermineralien erhält man durch wiederholtes Abgleitenlassen des Gesteinspulvers auf rauhem Papier sehr rein, eisenhaltige Gemengteile durch Anwendung des Elektromagneten. In anderen Fällen bedient man sich der verschiedenen Angreifbarkeit der Gemengteile durch chemische Agentien, sowie mehrfacher Isoliermethoden.

Der gewöhnliche Weg, den man früher zur Trennung der Bestandteile feinkörniger Gesteine behufs deren Untersuchung anzuwenden pflegte, bestand in der Pulverisierung des Gesteines und Sonderung der verschieden schweren Gemengteile durch Schlämmung. Neuerdings hat diese an sich unvollkommene Methode, die Gesteinsbestandteile nach ihrem spezifischen Gewichte zu trennen, eine sehr exakte Form angenommen, indem man die Trennung nicht mehr mit Hilfe von Wasser vornimmt, sondern spezifisch schwere Flüssigkeiten anwendet. Als solche haben sich bewährt die Thoulet'sche Kaliumquecksilberjodid-Lösung, welche ein spezifisches Gewicht bis zu 3,19 zu erreichen vermag. Die Klein'sche Flüssigkeit, ein borowolframsaures Kadmiumsalz, welches bei stärkster Konzentration ein spezifisches Gewicht von 3,3 besitzt. Die von Rohrbach vorgeschlagene Lösung von Baryum-Quecksilberjodid erreicht sogar ein solches von 3,588. Ein vorzügliches Mittel bieten namentlich die beiden ersteren, sich mit Wasser leicht mischenden und daher auf jedes spezifische Gewicht zwischen 1—3,3 schnell einstellbaren Flüssigkeiten, um die zerkleinerten Gesteins-

bestandteile nach ihrem spezifischen Gewichte von einander zu trennen, eine Manipulation, zu welcher sich auch das durch van Werveke empfohlene Verfahren (N. Jahrb. 1883, II. 88) besonders eignet. Für gleiche Zwecke ist von R. Brauns das Methylenjodid eingeführt worden, welches das Kadmiumsalz an Dichte erreicht, aber noch dünnflüssiger und mit Benzol sehr leicht mischbar ist. Endlich bedient man sich zur Trennung von Gemengteilen mit einem spezifischen Gewicht über 3,3 leicht schmelzbarer Salze oder Salzgemische wie Silbernitrat, Quecksilbernitrat oder Thalliumsilbernitrat, welches letztere schon bei 75° schmilzt, dann ein spezifisches Gewicht von 5 hat und sich im Schmelzfluß mit Wasser verdünnen läßt.

Öfters kommt man in die Lage, chemische Bestimmungen an winzigen Mineralindividuen ausführen zu müssen, die sich auf anderem z. B. optischem Wege nicht erkennen oder von ähnlichen nicht unterscheiden lassen. In diesem Falle leisten mikrochemische Reaktionen vorzügliche Dienste. Das Prinzip derselben besteht darin, mit Hilfe geeigneter Aufschlußmittel (für Silikate Kieselflußsäure) und z. T. nach Zusatz bestimmter Reagentien charakteristische Krystallisationen hervorzurufen. So läßt sich z. B. ein minimales Körnchen von Kalifeldspat mikrochemisch sicher von einem Natronfeldspat unterscheiden, wenn man die Mineralproben auf einen durch eine erhärtete dünne Kanadabalsamschicht geschützten Objektträger bringt, mit je einem Tropfen chemisch reiner verdünnter Kieselflußsäure betupft, und die Präparate der freiwilligen Verdunstung überläßt. In dem einen Falle haben sich zahlreiche tesserale Kryställchen von Kieselfluorkalium, in dem andern scharfe hexagonale Prismen von Kieselfluornatrium gebildet. Hierher gehören auch Reaktionen am Dünnschliff. So überzieht sich z. B. der chlorhaltige Sodalith mit einer Chlorsilberhaut, wenn man das Präparat mit Silbernitratlösung bedeckt, der ganz ähnlich aussehende chlorfreie Hauyn nicht; Kalkspat schlägt aus einer Lösung von Eisenchlorid rasch Eisenoxyd auf seiner Oberfläche nieder, der leicht mit ihm zu verwechselnde Dolomit nur sehr langsam u. s. w.

Eine bedeutende Erleichterung in der Bestimmung der Gemengteile mancher dichter Gesteine gewährt die nicht seltene Erscheinung, daß dichte Varietäten, wenn auch oft erst in bedeutenderen Entfernungen, allmählich in deutlich körnige übergehen oder wenigstens stellenweise einzelne ihrer Gemengteile in größeren Individuen ausgeschieden enthalten. Auch die Verwitterung der Gesteinsoberflächen gibt mancherlei Aufschluß über die Zusammensetzung der Gesteine, weil deren verschiedenartige Gemengteile von der Verwitterung verschieden stark angegriffen werden. Auf derartige Verhältnisse muß deshalb bereits bei Untersuchung der anstehenden Gesteinsmasse Rüksichtc genommen werden.

Schwieriger gestalten sich die Verhältnisse bei dichten Gesteinsarten,

deren Bestandteile das unbewaffnete Auge nicht mehr zu unterscheiden vermag. Das nächstliegende Hilfsmittel ist die Lupe, und wenn sich auch diese als ungenügend erweist, das **Mikroskop.** Letzteres Instrument ist seit den hochwichtigen Resultaten, wie sie zuerst und vorzüglich von Sorby, Vogelsang, Zirkel und Rosenbusch erzielt worden sind, eines der unentbehrlichsten Hilfsmittel der Gesteinsuntersuchung, und die mikroskopisch-optische Gesteinsanalyse eine erfolgreiche Methode der geologischen Wissenschaft geworden.

Bereits bald nach Einführung des Mikroskopes in die Petrographie hat sich die Mikrostruktur der Gesteine und der sie bildenden Mineralien als ungeahnt kompliziert und abwechslungsreich erwiesen; bis dahin für selten gehaltene Mineralien fanden sich, wenn auch in mikroskopischer Kleinheit, allgemein verbreitet und scheinbar homogene Gesteine lösten sich unter dem Mikroskope in Aggregate der verschiedenartigsten Gemengteile auf, — kurz die Anschauungen über die Struktur und Zusammensetzung vieler Gesteine und über die Rolle, welche gewisse Mineralien als Gesteinselemente spielen, änderten sich vollkommen.

Als Aufgabe der Gesteinsmikroskopie ergibt sich nach obigem und abgesehen von ihren petrogenetischen Zielen erstens die Ermittelung der mit bloßem Auge oft nicht erkennbaren Gesteinsbestandteile, zweitens die Beobachtung des Baues, also der anatomischen Verhältnisse dieser letzteren, drittens die Feststellung der Struktur der Gesteinsmasse selbst.

Die Gesteinsmikroskopie besteht darin, daß Dünnschliffe, d. h. so dünn geschliffene Gesteinsplättchen, daß sie stark durchscheinend oder durchsichtig geworden sind, bei durchfallendem Lichte und mit Anwendung polarisierten Lichtes der mikroskopischen Untersuchung unterworfen werden.

Bezüglich der Methoden zur Herstellung solcher Dünnschliffe sowie der Anwendung des Mikroskopes mit Polarisationsvorrichtung zur Mineral- und Gesteinsdiagnose muß auf die auf Seite 179 angeführten Werke von Zirkel (I, S. 20) und von Rosenbusch (I, S. 6) verwiesen werden.

§ 7. **Mikroskopische fremde Einschlüsse in den Gesteinselementen.** Die Mineralelemente der Gesteine pflegte man als homogene Körper zu betrachten und zu bezeichnen; im Gegensatze zu dieser Ansicht hat das Mikroskop gelehrt, daß diese Homogenität nur eine scheinbare ist, nur für das bloße Auge existiert, vielmehr durch mikroskopische fremde Einschlüsse gestört wird. Diese Einschlüsse sind teils fester, teils flüssiger, teils gasförmiger Natur. Die festen sind wiederum entweder solche von amorpher Glassubstanz (Glaseinschlüsse), oder solche von mikroskopischen Kryställchen, Körnchen und Nadeln (Mikrolithen).

Die Glaseinschlüsse entstehen dadurch, daß ein sich aus einem geschmolzenen Magma ausscheidender Krystall kleine Partikelchen des

Schmelzflusses umschließt, welche bei rascher Erstarrung als Einschlüsse von glasiger Substanz erscheinen. Wo sich demnach solche Glaseinschlüsse finden, überall liefern sie den definitiven Beweis dafür, daß das krystalline Gestein, in dessen Mineralelementen sie auftreten, ursprünglich sich in glutflüssigem Zustande befunden hat. Eine ganz analoge und das eben Gesagte nur bestärkende mikroskopische Erscheinung ist die, daß sich Adern und Schläuche von Glassubstanz in die Krystalle hinein erstrecken. Beide Beobachtungen wiederholen sich nicht nur bei Obsidian und Pechstein, sondern auch bei Phonolithen, Basalten, Melaphyren, Porphyren und anderen vulkanischen Gesteinen, wo sie in Augit, Hornblende, Hauyn, Nephelin, Olivin, Leucit, Feldspat und Quarz auftreten. Die Gestalt der Glaseinschlüsse ist sehr gewöhnlich eine eiförmige oder kugelige, nicht selten aber auch eine zackige oder unregelmäßig keilförmige, zuweilen auch eine Wiederholung der Krystallform des sie einschließenden Minerals. In den Glaseinschlüssen finden sich sehr gewöhnlich Bläschen, ohne daß jedoch eine Konstanz in dem Volumenverhältnis der festen Masse und der Hohlräume obwaltet, so daß diese ihre Entstehung der Kontraktion der umhüllten und erkaltenden Schmelzpartikel nicht verdanken können, vielmehr in denselben als Gas- oder Dampfbläschen bereits präexistiert haben müssen. Die Farbe der umschlossenen Glassubstanz stimmt mit derjenigen der den Krystall umgebenden Glasmasse oft überein, und ist dann wie diese grün, braun, grau oder gelblich, kann aber auch viel dunkler sein.

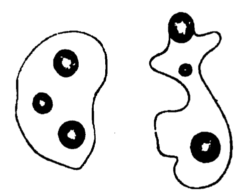


Fig. 77. Mikroskopische Glaseinschlüsse mit Bläschen. Nach *Zirkel.*

Sehr häufig ist mit der Erstarrung der Partikelchen des Schmelzflusses, welche von dem sich bildenden Krystallindividuum eingeschlossen wurden, die Ausscheidung winziger Nädelchen, Fäserchen oder Körnchen Hand in Hand gegangen, wodurch die Glassubstanz zu einer teilweise krystallinischen Ausbildung gelangt ist, ein Zustand, den man als Entglasung bezeichnet hat. Diese läßt sich in allen nur möglichen Graden der Deutlichkeit von fast vollkommen glasiger Beschaffenheit bis zu einem dichten Gewebe von

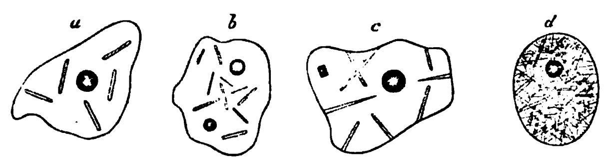


Fig. 78. Glaseinschlüsse, mehr oder weniger entglast. Nach *Zirkel.*

Krystallnadeln verfolgen, wovon Fig. 78 einige Beispiele illustriert. Die Zahl der Glaskörner in manchen Mineralien (so in Leuciten des Vesuvs, vielen Augiten, Feldspäten und Noseanen) ist so enorm, daß diese letzteren

auf das innigste von jenen imprägniert sein müssen und in der Tat in einem nur den Bruchteil eines Millimeters messenden Krystalle nach Tausenden zählen.

Die Verteilung der Glaseinschlüsse ist entweder und zwar vorwiegend eine vollkommen regellose, z. T. aber zeigt sie eine gewisse Gesetzmäßigkeit. In letzterem Falle erscheinen die Glaseinschlüsse im Zentrum der Krystallindividuen massenhaft angehäuft, während die Randpartien vollständig frei davon bleiben (siehe Fig. 79*a*), oder aber es stellt sich eine konzentrische Anordnung derselben zu lauter den äußeren Umrissen des Krystalles parallelen Zonen, also ein schichtenartiger Aufbau des Krystallindividuums aus abwechselnden, an Glaseinschlüssen reichen und armen Lagen der Mineralsubstanz ein (siehe Fig. 79, *b* und *c*).

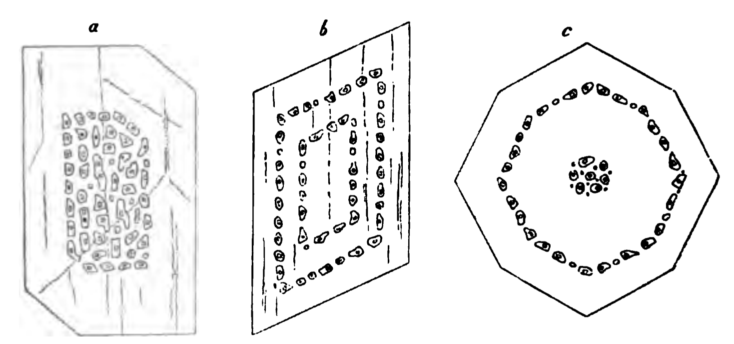


Fig. 79. *a* Zentrale Anhäufung der Glaseinschlüsse, *b* zonenartige konzentrische Anordnung derselben, *c* Kombination beider. Nach *Zirkel*.

Den Glaseinschlüssen analoge Erscheinungen sind Einschlüsse von felsitischer oder mikrokrystalliner Grundmasse in den Einsprenglingen porphyrischer Gesteine.

Einschlüsse von Mikrolithen innerhalb der gesteinsbildenden Mineralindividuen sind sehr verbreitete Erscheinungen. Unter Mikrolithen versteht man mikroskopische Krystallgebilde, deren Zugehörigkeit zu einer bestimmten Mineralspezies entweder festzustellen ist (Feldspat-Mikrolithe, Hornblende-Mikrolithe), oder aber sich nicht nachweisen läßt. Meistenteils sind diese Mikrolithe wirr und regellos in dem umschließenden Minerale eingestreut, in anderen Fällen aber steht ihre Verteilung in gesetzmäßiger Beziehung zu Form und Wachstum des Hauptkrystalles in der Weise, daß sie in zu der Oberfläche des letzteren parallelen Zonen angeordnet erscheinen, und bestehen in Hornblende- und Augitkrystallen namentlich aus Magneteisenkörnchen, Nephelin- und Feldspatmikrolithen, — in Leuciten aus Magneteisenkörnern, Hauyn-, Augit-, Granat- und Nephelinmikrolithen. Vorzüglich im Leucite sind sie sehr gewöhnlich in höchst regelmäßigen

konzentrischen Zonen angeordnet und stellen dann in Krystalldurchschnitten konzentrische Kreise oder achteckige Querschnitte dar (Fig. 80 und 81),

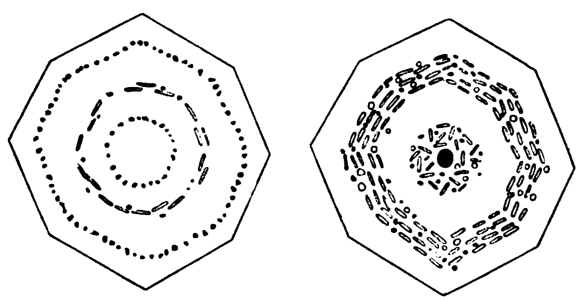


Fig. 80 und 81. Konzentrisch-zonale Anordnung der Mikrolithe im Leucit. Nach *Zirkel*.

Doch kommen auch Leucite mit radial gestellten Einschlüssen vor. So enthalten diejenigen eines Lavastromes des Vesuvs keulenförmige Einschlüsse von brauner Schlackenmasse (siehe Fig. 82) sowie Mikrolithe von Augit in radialstrahlenförmiger Anordnung.

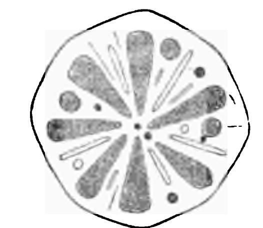


Fig. 82. Vesuvischer Leucit mit radial angeordneten fremdartigen Einschlüssen. Nach *Zirkel*.

Die Menge solcher fremdartiger Mikrolithe in anscheinend homogenen Mineralien ist oft überraschend groß und äußert sich mit Bezug auf diese letzteren einerseits in deren Farbe, Glanz und Ansehen, andererseits in dem Resultate der chemischen Untersuchung. Die rote Farbe des Carnallites, des Heulandites, des Perthites wird durch Blättchen von Eisenoxyd hervorgebracht, in ähnlicher Weise rührt der kupferrote metallische Schimmer des Hypersthenes, die graue Farbe mancher Feldspäte, die grüne des Prasems, das Farbenspiel des Labradors von der Einlagerung verschiedenartiger Mikrolithe her.

Abgesehen von den mikroskopischen Krystallgebilden, wie sie innerhalb krystalliner Gesteinsbestandteile vorkommen, bergen auch die glasartigen und halbglasigen, anscheinend homogenen Gesteine ebenso wie die Glasbasis der halbkrystallinen Gesteine oft eine Fülle von **Mikrolithen**. Selbst die wie das vollkommenste Glas aussehenden Obsidiane sind von ihnen durchschwärmt, ebenso die Pechsteine und Perlite, sowie die glasartige Basis der Basalte und Melaphyre. Unter allen Mineralien treten Feldspäte, Hornblenden, Augite und Apatite am häufigsten

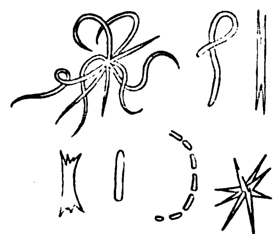


Fig. 83. Pellucide Mikrolithe. Nach *Zirkel*.

in Form solcher Mikrolithe auf. Andere hingegen sind nicht auf ein bestimmtes Mineral zurückführbar. Unter diesen unterscheidet man pellucide und undurchsichtige schwarze Mikrolithe. Die ersteren (Belonite, Fig. 83) sind gewöhnlich einfach nadelförmig, stachelig, geradlinig und an beiden Enden stumpf abgestutzt, keulenförmig verdickt oder gabelig gezackt, zuweilen sind sie zu sternförmigen Aggregaten miteinander verbunden oder in mehrere hintereinander liegende Glieder aufgelöst und endlich haken- oder schleifenförmig gebogen. Neben diesen durchsichtigen wasserhellen, in größeren Exemplaren das Licht polarisierenden Mikrolithen erscheinen in glasigen Gesteinen außerordentlich dünne, undurchsichtige, nadelförmige, haar- oder strichartige Ausscheidungen, die Trichite (Fig. 84). Sie beschreiben oft schleifenartige, zickzackförmige, schraubenähnliche Windungen oder strahlen von einem zentralen Magneteisenkorne allseitig aus. Zuweilen sind die Trichite auf einer oder beiden Seiten perlschnurartig mit winzigen runden Körnchen besetzt (siehe Fig. 85).



Fig. 84. Haarförmige, schwarze Mikrolithe (Trichite). Nach *Zirkel*.

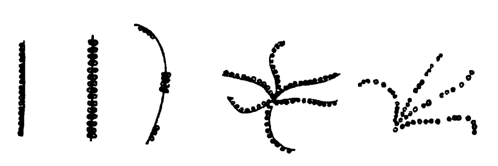
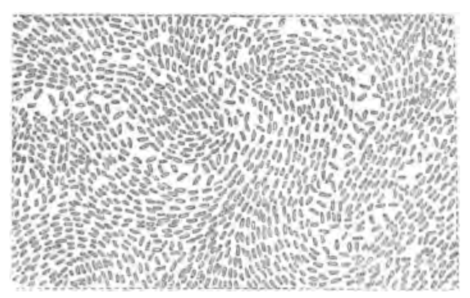


Fig. 85. Trichite im Obsidian, von Körnchen eingefaßt. Nach *Zirkel*.

Alle diese Mikrolithe sind in der glasigen Gesteinsmasse sehr ungleichmäßig verteilt; stellenweise ist diese ganz frei davon, an anderen Punkten liegen dieselben in großer Anzahl wirr durcheinander, an noch anderen sind sie parallel zu einander stromartig zu Bändern angeordnet, welche sich wellig hin- und herwinden, sich um im



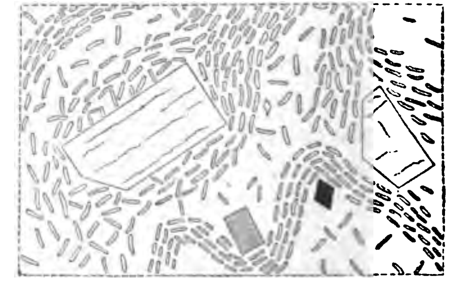


Fig. 86. Mikrofluktuationsstruktur im Obsidian. Fig. 87. Mikrofluktuationsstruktur im Pechstein. Nach *Zirkel*.

Wege liegende Krystalle biegen oder sie umzingeln. Es ist dies die Erscheinung der Mikrofluktuationsstruktur (siehe S. 184 und Fig. 86 und 87).

Aus ihr geht hervor, daß sich das ursprünglich glutflüssige Magma jener glasartigen Gesteine, nachdem sich bereits einzelne größere Krystalle und unzählige Mikrolithen aus ihm ausgeschieden hatten, noch in einem derartigen Zustande der Plastizität befand, daß es sich noch eine Zeit lang in fließender Bewegung erhalten konnte. Ebenso wie in den durchaus glasigen Gesteinen wiederholt sich diese Fluktuationsstruktur auch in der Glasgrundmasse der Basalte, Melaphyre u. a.

Außer solchen nadelförmigen Mikrolithen können in der glasigen Basis vulkanischer Gesteine dunkle Körnchen, Kügelchen und Scheibchen (Globuliten) in oft außerordentlicher Menge ausgeschieden liegen.

Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz, Topas, Steinsalz, Sylvin, Gyps und Flußspat, groß genug, um mit bloßem Auge erblickt zu werden, sind seit langer Zeit bekannt, auf die außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung mikroskopischer Einschlüsse von Flüssigkeiten wurde man erst später aufmerksam. Die kleineren derselben sind gewöhnlich rundlich oder eiförmig, besitzen auch wohl die Gestalt des sie umschließenden Krystalles; die größeren sind oft unregelmäßig verästelt und schlauchartig in die Länge gezogen (siehe Fig. 88). Ihre überwiegende Mehrzahl ist nicht ganz mit Flüssigkeit ausgefüllt, sondern zeigt ein Bläschen, eine Libelle, welche sich sehr häufig rastlos umherkreisend bewegt. Die eingeschlossene Flüssigkeit ist entweder reines Wasser oder eine wässerige Solution von Chlornatrium, Chlorkalium oder Sulfaten von Natron, Kali und Kalk, oder Wasser mit wenig Kohlensäure, oder aber flüssige Kohlensäure (letztere z. B. in granitischen Quarzen). In manchen augenscheinlich eine konzentrierte Salzlösung enthaltenden Gesteinsporen sind Würfelchen von Steinsalz ausgeschieden, welche bei Berührung mit der beweglichen Libelle von dieser fortgeschoben werden, also frei in der Mutterlauge liegen (z. B. im Quarze des Quarzporphyres auf Arran, des Granites von Johanngeorgenstadt, des Zirkonsyenites von Laurvig; Fig. 89).

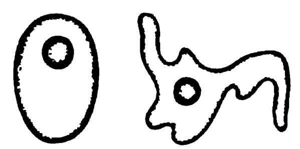


Fig. 88. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen. Nach *Zirkel*.

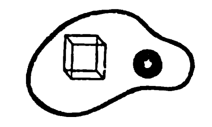


Fig. 89. Flüssigkeitseinschluß mit Libelle und Kochsalzwürfelchen. Nach *Zirkel*.

Die Flüssigkeitseinschlüsse erreichen selten mehr als 0,06 mm im Durchmesser, sinken dagegen zu solcher Kleinheit herab, daß sie selbst bei 1000facher Vergrößerung als kaum wahrnehmbare Punkte erscheinen. Das Dimensionsverhältnis von Flüssigkeitseinschluß und Libelle ist ein vollkommen unbestimmtes, so daß sich in ein und demselben Krystalle große Flüssigkeitseinschlüsse mit außerordentlich kleinen Bläschen dicht neben sehr kleinen Einschlüssen mit sehr großen Libellen finden (siehe Fig. 90). Das Bläschen kann demnach nicht durch Zusammenziehung einer

erkaltenden, ursprünglich den ganzen Hohlraum ausfüllenden Flüssigkeit entstanden sein, weil in diesem Falle die Größe beider in einem ganz bestimmten Verhältnisse stehen müßte. Die Flüssigkeitseinschlüsse treten entweder wirr durch einander gestreut auf oder sind zu sich verzweigenden und dann wieder vereinigenden Zonen gruppiert, welche die Substanz des sie einschließenden Minerales durchziehen. Am häufigsten sind Flüssigkeitseinschlüsse bis jetzt beobachtet worden in dem zum Teil von ihnen durch und durch erfüllten Quarze der Granite, Gneiße, Porphyre, ferner im Feldspate, nicht selten auch im Augit, Nephelin, Olivin und Leucit echter geflossener Laven, sowie vieler Basalte, ferner im Topas, Apatit, Vesuvian, Beryll, Flußspat und in anderen Mineralien.

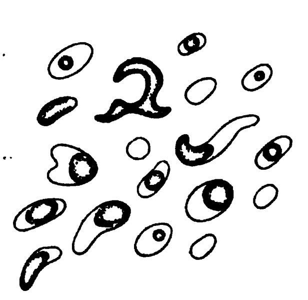


Fig. 90. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen von relativ verschiedener Größe. Nach *Zirkel.*

Die Beweglichkeit der Libellen, ihr Verschwinden beim Erwärmen (flüssige Kohlensäure) sind natürlich die bestimmtesten Unterscheidungsmerkmale der Flüssigkeitseinschlüsse gegenüber den Glaseinschlüssen.

Endlich sind in den krystallinischen Gemengteilen vieler Eruptivgesteine mikroskopische gaserfüllte Poren, also Gaseinschlüsse von eiförmiger oder kugeliger Gestalt verbreitet, welche genau wie die größeren Blasen zahlreicher Laven durch emporsteigende und im erkaltenden Magma stecken bleibende Gas- oder Dampfblasen gebildet wurden. Falls sie nicht regellos zerstreut liegen, sind sie zu wolkenartigen Haufen oder perlschnurartigen Reihen angeordnet und können einzelne Mineralien in unermeßlicher Zahl erfüllen.

§ 8. **Klassifikation der Gesteine.** Die Gesteine sind, wie bereits dargelegt, Aggregate von Mineralien. Je nachdem nun an dieser Aggregierung nur eine Mineralsubstanz, oder mehrere Mineralspezies oder endlich Trümmer und Reste anderer Gesteine teilnehmen, kann man die Felsarten von rein mineralogisch-petrographischem Standpunkte aus in folgenden drei Klassen unterbringen:

I. Gesteine, die wesentlich aus **einer** Mineralsubstanz bestehen und zum großen Teile krystallinische Aggregate von Individuen **einer einzigen** Mineralspezies sind: einfache Gesteine. Beispiel: Marmor.

II. Gesteine, die aus einem innigen Gemenge **mehrerer** Mineralsubstanzen oder aus einem Aggregate gegenseitig mit einander verwachsener **Individuen mehrerer** Mineralspezies bestehen: gemengte Gesteine. Beispiel: Granit.

III. Gesteine, die zum großen Teile aus losen oder verkitteten **Trümmern** und erdigen oder sandigen Resten anderer Gesteine zusammengesetzt sind: klastische oder Trümmergesteine. Beispiele: Konglomerat, Sandstein, Lehm.

B. Übersicht der Gesteinsarten.

1. Klasse. **Einfache Gesteine.**

a) **Eisgesteine:**

1. Eis.

Nach seiner Entstehungsweise unterscheidet man das Eis in Schneeeis und Wassereis, und ersteres nach seiner petrographischen Beschaffenheit in Schnee, Firn und Gletschereis.

Der Schnee ist ein loses Aggregat von Nadeln, Lamellen und Flocken, entsteht durch Niederschlag der atmosphärischen Feuchtigkeit und bildet in der obersten Region der Hochgebirge, sowie in den Polargegenden ausgedehnte und mächtige Ablagerungen. Hier runden sich die ursprünglich krystallinischen Flöckchen durch rasche Verdunstung und Sonnenbestrahlung zu einem feinen, sandähnlichen Pulver.

Der Firn, ein Aggregat von losen oder durch Eiscement verbundenen blendend weißen Eiskörnern, diese voll von nach oben runden, nach unten spitzen Luftbläschen, entsteht in geringeren Höhen der Hochgebirge (von etwa 3300 m abwärts) durch Verschmelzung des Hochschnees zu Eiskörnern, welche zeitweise durch dazwischen sickerndes und gefrierendes Wasser zu einer mehr oder minder festen Masse verkittet werden können.

Das Gletschereis ist ein krystallinisch körniges und zwar regelloses Aggregat von einheitlichen krystallinischen Eiskörnern, deren Größe von der Firngrenze gegen das Ende des Gletschers von der Dimension einer Erbse bis zu der eines Hühnereies wächst. Es entsteht durch Zusammenschmelzung der Firneiskörner und zeigt eine mehr oder minder deutliche schichtenartige Bankung, zugleich aber eine die Schichtung quer durchsetzende Bandstruktur, indem weiße luftblasenreiche und blaue luftblasenfreie Lamellen miteinander abwechseln. Ferner ist das Gletschereis von außerordentlich feinen Haarspalten durchdrungen, welche den Eiskorngrenzen entsprechen, und besitzt in größeren Massen eine schöne blaue Färbung, während kleinere Stücke farblos sind. Die Gletscher erreichen über 800 m Mächtigkeit. Ihr Vorkommen ist ein doppeltes: erstens in der Hochgebirgszone der gemäßigten und heißen Länder zwischen dem Firn

und der Schmelzlinie des Eises (Alpengletscher); zweitens in den Gebirgs- und Hügelländern höherer Breiten (Polargletscher, Inlandeis), wo sie ihre Enden bis ins Meer hineinstrecken, in welchem dieselben von den Wellen zerstückelt und als Eisberge fortgetrieben werden.

Das Wassereis bildet sich durch Ausscheidung nadelförmiger Eiskrystalle sowohl auf der Oberfläche, wie auf dem Grunde der Gewässer (Grundeis). Ersteres ist dicht, hart, durchsichtig, weißlich oder grünlich, letzteres schwammig, locker und, weil erdige und sandige Teile des Bodens umschließend, schmutzig gefärbt. Die Polarmeere sind die hauptsächliche Heimat des Wassereises, sie tragen eine 6—10 m mächtige Eisdecke, welche im Sommer nur zum Teil in Schollen bricht und von der Strömung weggeführt wird, zum Teil auch lange Jahre hindurch fest bleibt.

b) Chlorid- und Nitratgesteine:

2. Steinsalz.

Das Steinsalz ist ein blätteriges, körniges oder faseriges Aggregat des Minerales Kochsalz, also von Chlornatrium. Seine leichte Löslichkeit in Wasser, sein salziger Geschmack und seine ausgezeichnete würfelige Spaltbarkeit machen es leicht kenntlich. Abänderungen in dem genannten Normalbestande werden durch Beimischungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche dem Steinsalze die Eigenschaft erteilen, Feuchtigkeit aus der Luft anzuziehen, sowie von Chlorkalium hervorgebracht. Andere Beimengungen verleihen dem ursprünglich farblosen Gesteine mancherlei Färbungen. So färbt eine geringe Beimengung von Eisenoxydblättchen das Steinsalz rot, von Kupfergrün oder Kupferchlorid grün oder blau, von Bitumen grau oder blau, während endlich Anhydrit, namentlich häufig aber Ton, als Verunreinigung auftritt (Tonsalz). An manchen Punkten seines Vorkommens, so in Staßfurt bei Magdeburg, namentlich aber in Wieliczka, enthält das Steinsalz Blasen, welche mit verschiedenen verdichteten Gasen (Wasserstoff, Kohlensäure, Kohlenoxyd, Kohlenwasserstoff) gefüllt sind, deren bei der Auflösung des Salzes stattfindendes Entweichen ein knisterndes Geräusch verursacht (Knistersalz). Außerordentlich häufig sind im Steinsalze Flüssigkeitseinschlüsse und zwar sowohl solche, die mit bloßem Auge sichtbar sind, wie mikroskopisch kleine. Sehr gewöhnlich ist die Form derselben entsprechend der Krystallgestalt des Steinsalzes eine cubische. Das Material des eingeschlossenen Fluidums ist eine Chlornatriumlösung, häufig auch ein Kohlenwasserstoff, der dann dem Steinsalz einen stinkenden Geruch verleiht.

Das Steinsalz ist entweder nur undeutlich oder gar nicht geschichtet. In Staßfurt wird es durch dünne parallele Lagen von Anhydrit in regelmäßige Bänke gesondert. Es bildet mächtige Lager und Stöcke zwischen

Ton, Gyps, Anhydrit, Mergel und Dolomit. Die Salzlagerstätte von Staßfurt ist über 900, die bei Sperenberg (unweit Berlin) erbohrte gegen 1200, die von Wieliczka stellenweise über 1400 m mächtig. Die Ablagerungen des Steinsalzes sind auf keine bestimmte Formation beschränkt, sie verteilen sich vielmehr auf die ganze sedimentäre Schichtenreihe, wie dies aus der folgenden tabellarischen Übersicht hervorgeht.

Formation.	Lokalität
Bildungen der Jetztzeit .	Wüstensalz (Steppensalz), z. B. der Kirgisensteppe, in Arabien, in Südamerika. Seesalz am Toten Meere, am Großen Salzsee (Utah), Kaspi.
Tertiär	Lagerstätten von Cardona in Catalonien, Wieliczka, Bochnia und Kalusz in Galizien, — in Siebenbürgen, Kleinasien und Armenien, — von Rimini in Italien, in Louisiana.
Kreide	Westphälische Soolquellen (Unna). — Algier (s. v. Medeah).
Jura mit Purbeck . . .	Soole von Rodenburg am Deister. — Bex im Kanton Waadt.
Keuper	Salzderhelden, Celle, Lothringen, Hall in Tirol, Hallein, Berchtesgaden, Ischl, Hallstatt, Aussee, Cheshire.
Muschelkalk	Am oberen Neckar und Kocher (Württemberg), Ernsthall, Erfurt und Stotternheim (Thüringen).
Buntsandstein	Schöningen bei Braunschweig, Arnshall bei Arnstadt.
Perm	Bei Gera, Artern (Thüringen), Staßfurt, Egeln, Vienenburg, Halle, Sperenberg; Segeberg (Holstein); Inowrazlaw; Kirgisensteppe am Ileckflusse.
Steinkohlenformation . .	Am Kanawha und New River (West Virginia), im englischen Steinkohlengebirge von Durham, Bristol u. a. L.
Devon . . . . ,	Bei Winchell in Michigan, baltische Provinzen, China.
Silur	West-Virginia; bei Salina und Syracuse im Staate New-York, bei Saginaw in Michigan, Provinz Ontario in Canada, Salt Range in Indien.

Carnallit, 26,8 Chlorkalium, 34,2 Chlormagnesium, 39 Wasser, derb, großkörnig, durch mikroskopische Schüppchen von Eisenglanz rot gefärbt, an der Luft zerfließend. — Kieserit, Magnesiumsulfat mit 1 Mol. Wasser, derb, feinkörnig bis dicht, gelblich bis weißlichgrau. Beide in bis fußmächtigen Bänken mit Steinsalz wechsellagernd. Staßfurt und Kalusz.

Chilisalpeter, ein z. T. hartes, dichtes, weißes, gelbliches oder geädertes, z. T. poröses, grobkörnig sandiges Gemisch von 20 bis 75 Proz. salpetersaurem Natron mit Kochsalz, Chlormagnesium, salpetersaurem Kali

und Magnesia, schwefelsaurem Kali, Natron und Kalk, sowie kohlensaurem Kalk und etwas Jod- und Bromnatrium, nebst beigemengtem Sand. Als 0,3 bis 4 m mächtige Ablagerungen auf der Sohle von Talbecken und Mulden der regenlosen Küstenstriche von Peru, Bolivia, Chile (H. Gruner, Berlin 1883).

c) Sulfatgesteine:

3. Gyps.

Das Gypsgestein ist ein spätiges, faseriges, schuppiges oder körniges bis dichtes Aggregat von Gypsindividuen, besteht also aus Calciumsulfat mit 2 Mol. Wasser. Ein vorzügliches Unterscheidungsmerkmal desselben von anderen ähnlich aussehenden Gesteinen, z. B. gewissen Kalksteinen, ist seine Weichheit und sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Seine ursprüngliche Farbe ist zwar weiß, wird jedoch durch Beimengungen von Bitumen und Ton in eine graue und durch solche von Eisenoxyd in eine gelbe, rote und braune verwandelt. Neben den einfarbigen treten gefleckte, gestreifte, wolkige, marmorierte Gypse auf. Nach Verschiedenheiten in ihrer Struktur unterscheidet man:

Spätigen Gyps; Aggregat von zum Teil fußlangen Individuen, so z. B. in der Marienhöhle bei Reinhardtsbrunn, ja von lachtergroßen Individuen, so in dem Steinsalzbezirke von Wieliczka.

Körnigen Gyps; körniges Aggregat von weißer oder lichter Farbe, oft mit dunklen Flecken und Wolken.

Fasergyps; Aggregat von seidenglänzenden Fasern, welche meist senkrecht auf den Begrenzungsflächen der Platten stehen, die dieses Gestein zwischen körnigem Gypse bildet.

Dichten Gyps; außerordentlich feinkörnig, sehr häufig schneeweiß und an den Kanten durchscheinend, dann Alabaster genannt.

In den körnigen und dichten Varietäten kommen namentlich Bergkrystall (bei Fahnern in Thüringen) und Boracit (bei Lüneburg), ferner Aragonit, Cölestin, Eisenkies und Schwefel (Spanien und Sicilien) als zufällige Gemengteile vor.

Der Gyps ist gewöhnlich ungeschichtet und bildet in der Regel linsen- oder stockförmige Einlagerungen, während parallele Schichten verhältnismäßig selten sind (Osterode am Harz). Ton, Steinsalz, Anhydrit sind seine gewöhnlichsten Begleiter. Durch Auslaugung (er ist in 420 Teilen Wasser löslich) sind in ihm häufig Hohlräume (Schlotten) entstanden, welche zum Teil meilenweite Erstreckung besitzen und dann öfters die Fundorte diluvialer Wirbeltiere (z. B. Ursus spelaeus) sind. Seine Hauptentwickelung fällt in die Dyas, Trias und das Tertiär. So umgibt ein hoher, 6 Meilen langer felsiger Wall von Gyps der Zechsteinformation den Südrand des Harzes von Sangerhausen bis Osterode, ebenso gehört der bereits erwähnte

spätige Gyps von Reinhardtsbrunn der Dyas an. Mächtige Einlagerungen von triadischem Gypse sind namentlich in Thüringen, in den Neckargegenden usw. bekannt.

4. Anhydrit.

Das Anhydritgestein ist ein mittelkörniges bis dichtes Aggregat von Anhydritindividuen und besteht wie dieses Mineral aus wasserfreiem Calciumsulfat. Vom Gyps, mit welchem er vergesellschaftet vorkommt, unterscheidet ihn bereits seine größere Härte (3—3,5 gegen 1,5—2), vom Kalkstein, mit dem er zuweilen große Ähnlichkeit hat, namentlich sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Weiß, hellgrau, hellrötlich, hellblau sind seine gewöhnlichen Farben. Lokal erhält er durch Bitumen einen stark stinkenden Geruch, ist selten und dann meist nur undeutlich geschichtet und tritt zuweilen in dünnen, parallelen Lagen (Schnüren) zwischen anderen Gesteinen, so im Steinsalze von Staßfurt auf. In enge Falten zusammengepreßte Lagen von dichtem Anhydrit werden als Gekrösestein bezeichnet. Mitunter ist der Anhydrit auf das feinste von Carbonaten durchwachsen, die nach dessen Auslaugung als lockere Dolomit-Asche zurückbleiben.

Sein geologisches Vorkommen fällt mit dem des Gypses zusammen. Durch Aufnahme von Wasser geht der Anhydrit leicht in Gyps über, und es sind daher die von ihm gebildeten Gebirgsmassen gewöhnlich von einer mächtigen Gypskruste bedeckt. Aus dem auf den letzten Seiten Gesagten geht hervor, daß Gyps, Anhydrit und Steinsalz sehr gewöhnlich vergesellschaftet sind. Einige der wichtigsten der deutschen Fundorte des Anhydrites sind: Osterode am Harz, Staßfurt bei Magdeburg, Lüneburg, Sulz am Neckar, Hall in Tirol.

Schwerspat, ein dichtes, dunkelgraues Aggregat von Schwerspat-Individuen, welches z. B. zwischen den Tonschiefern an der Lenne (Westfalen) in bis über 30 m mächtigen Lagern auftritt.

d) Phosphatgesteine:

5. Phosphorit.

Der Phosphorit ist ein faseriges bis dichtes Calciumphosphat von weißlicher, graulicher und brauner bis fast schwarzer Farbe, welches Gänge und Nester im Cambrium, Silur, Devon und Granit, aber auch Ablagerungen in muldenförmigen Vertiefungen innerhalb älterer Kalksteine (in Estremadura, in Nassau an der Lahn und Dill, in Bayern bei Amberg, bei Quercy, auf Florida) bildet. Als Knollen, namentlich im Obersilur, in der Kreide und im Oligocän, als Geschiebe im nordischen Diluvium. Abbauwürdige Mengen von Apatit kommen auch als Ausscheidungen in basischen Eruptivgesteinen vor (Norwegen, Canada).

Guano-Phosphate sind Bildungen der Jetztzeit, welche durch Wechselwirkung zwischen massenhaft angehäuften tierischen Exkrementen

und einer kalkreichen Unterlage entstehen und bisweilen steinartig fest werden (Curaçao-Phosphat).

e) Carbonatgesteine:

6. Kalkstein.

Der Kalkstein ist wesentlich ein Aggregat von Kalkspat-Individuen, seinem Normalbestande nach demgemäß Calciumcarbonat. Seine reinen Varietäten lösen sich unter lebhaftem Aufbrausen in Säuren vollständig. Sehr häufig wird ein Teil der Kalkerde durch Magnesia, Eisenoxydul oder Manganoxydul vertreten, und ebenso gewöhnlich erscheint die Kalkmasse verunreinigt durch Kieselsäure, Ton, Graphit und bituminöse Substanzen. Die Farbe des reinen Kalksteines ist weiß, infolge seiner Beimengungen nimmt er jedoch graue, gelbliche, bräunliche und schwärzliche Färbungen an oder ist farbig gefleckt, geflammt, gestreift oder marmoriert. Nach seinen Strukturverhältnissen unterscheidet man folgende Varietäten:

a) körnigen Kalkstein, Marmor, ein durchaus krystallines, grobkörniges bis zuckerig-feinkörniges Aggregat von z. T. polysynthetisch verzwillingten, seltener ungestreiften, einfachen Kalkspatindividuen, welche nach allen Richtungen durch einander verwachsen sind. Gewöhnlich ist der körnige Kalk weiß und an den Kanten durchscheinend oder hellgrau, hellgelb oder hellrötlich, einfarbig oder marmoriert. Sein Reichtum an zufälligen Gemengteilen ist groß, unter diesen sind Glimmer, Grammatit, Granat, Spinell, Korund, Serpentin, Quarz, Apatit, Flußspat, Magneteisen, Eisenkies, Graphit hervorzuheben. Namentlich kann der Glimmer in solcher Menge auftreten, daß der Kalkstein ein schieferiges Gepräge annimmt und dann Kalkglimmerschiefer genannt wird, während man den von Nestern, Adern und Körnern von Serpentin durchzogenen feinkörnigen Kalkstein als Ophicalcit bezeichnet.

Schichtung ist am krystallinen Kalke bisweilen sehr deutlich zu beobachten, häufig aber gar nicht vorhanden. Die Mehrzahl seiner Vorkommen gehören den archäischen Formationen an, in welchen derselbe mehr oder weniger regelmäßige, meist linsenförmige Lager bildet, so z. B. bei Sala in Schweden, bei Auerbach an der Bergstraße, bei Drossendorf in Mähren, bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, bei Crottendorf im Erzgebirge, bei Hermsdorf im Riesengebirge, im Alleghany-Gebirge und in Canada. Die Marmorlager von Carrara, des Pentelikon, Hymettos, von Paros und anderer südeuropäischer Lokalitäten sind bei weitem jüngeren Alters und durch Gebirgsdruck aus dichten Kalken entstanden.

Eine grobkörnige, spätige Varietät des krystallinen Kalksteines ist der Kalksinter, welcher namentlich in der Form der Stalaktiten in den Höhlungen der Kalksteingebirge gefunden wird.

b) dichten oder gemeinen Kalkstein; er besitzt eine äußerst feinkörnige krystallinische Struktur, welche oft erst mit Hilfe des Mikroskopes als solche zu erkennen ist, und einen flach muscheligen bis splitterigen Bruch. Er ist meist einfarbig, gelblich, bräunlich oder grau, selten gefleckt und öfters sehr reich an Tierresten, dahingegen arm an zufälligen mineralischen Gemengteilen, unter welchen namentlich Bleiglanz, Pyrit, Zinkblende und deren Zersetzungsprodukte Wichtigkeit besitzen. Der gemeine Kalkstein zeichnet sich vor dem körnigen durch Deutlichkeit und Schärfe seiner Schichtung aus und spielt eine höchst wichtige Rolle als Glied fast sämtlicher geschichteten Gebirgsformationen. Die dichten Kalksteine sind häufig durch Beimengungen verunreinigt. Nach der Art derselben unterscheidet man:

α) tonigen Kalkstein (hierher der Pläner der oberen Kreideformation), β) kieseligen Kalkstein, γ) dolomitischen Kalkstein, δ) bituminösen Kalkstein (Stinkkalk, weil beim Zerschlagenwerden einen stinkenden Geruch von sich gebend). Außerdem bezeichnet man die dichten Kalksteine je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe als Kohlenkalk, Zechsteinkalk, Jurakalk, — nach ihrer Versteinerungsführung als Stringocephalenkalk, Orthocerenkalk, Crinoidenkalk, Korallenkalk, Nummulitenkalk, und endlich nach ausgezeichneten Aufschlußpunkten und Vorkommnissen z. B. als Eifeler Kalk, Opatowitzer Kalk, Hallstätter Kalk, Trenton-Kalk.

c) oolithischen Kalkstein; hirse- bis erbsengroße Kalkspatkügelchen von konzentrisch-schaliger, oft auch radial-faseriger Zusammensetzung sind durch Kalksteinmasse zusammengekittet. In ihrem Mittelpunkte umschließen die einzelnen Oolithkörner nicht selten einen fremdartigen Körper, ein Sandkörnchen oder ein Muschelfragment, welches den ersten Anstoß zur Bildung des Kornes gegeben hat. Zum Teil waltet die Kalksteingrundmasse auf Kosten der Oolithkörner vor, zum Teil jedoch tritt dieselbe ganz zurück, so daß sich die Körner gegenseitig berühren; man nennt ein derartiges Gestein, namentlich wenn die Konkretionen aus Aragonit (rhombischem kohlensauren Kalke) bestehen und Erbsengröße erreichen, Erbsenstein oder Pisolith (z. B. von Karlsbad), solche Oolithe aber, deren radialfaserige Kalkkörner durch ein tonig-mergeliges Bindemittel verbunden sind, Rogenstein (z. B. bei Braunschweig, bei Wolfenbüttel, bei Bernburg, bei Eisleben). Der gewöhnliche Oolith aus hirsekorngroßen Kügelchen setzt an der Westseite des Schwarzwaldes, ferner bei Hildesheim und Hannover mächtige Schichtenreihen zusammen; der durch Vermittlung von Kalkalgen produzierte Riesenoolith ist in den Alpen weit verbreitet.

d) porösen Kalkstein: Schaumkalk, ein lichter feinporöser Kalkstein, welcher Bänke im unteren Muschelkalke bildet; Zellenkalk mit grobzelliger Struktur, im Salzgebirge des Zechsteins und Muschelkalkes;

Kalktuff, Travertin (vgl. S. 162), faserige oder poröse, blasige, schwammige, schalige Kalksteinmassen von gelblicher Farbe, die in den meisten Fällen als Inkrustation von bunt zusammengehäuften Pflanzenstengeln, Blättern, Moosen auftreten und zahlreiche Reste von Muscheln, Schnecken und Wirbeltieren (z. B. von Elephas primigenius) umfassen. Als einige der Hauptvorkommen mögen die von Tivoli unfern Rom, Baden bei Wien, Weimar und Tonna in Thüringen, Cannstatt in Württemberg genannt werden.

e) erdigen Kalkstein, Kreide; ein weicher, milder Kalkstein mit feinerdigem, mattem Bruche, im reinsten Zustande schneeweiß, weich und schreibend, bei eintretendem Gehalte von Ton oder Eisenoxyd grau, gelblich und härter werdend. Die Kreide besteht wesentlich aus mikroskopischen Scheibchen und Kügelchen von amorphem kohlensaurem Kalke (Coccolithen), sowie aus Foraminiferen-Schalen nebst Fragmenten von Bryozoën, Echinodermen usw. nebst allerfeinsten Stäubchen von Kalkspat. Sehr häufig enthält die Kreide neben zahlreichen Tierresten Feuersteinknollen als accessorische Bestandmassen, sowie grüne Glaukonitkörner als zufällige Gemengteile (glaukonitische Kreide). Die Kreide bildet, wo sie auftritt, schroffe Felspartien, so namentlich bei Dover und Calais, sowie auf Rügen.

7. Dolomit.

Der normale Dolomit ist ein Aggregat von Individuen des Minerales Dolomitspat, also Magnesium-Calcium-Carbonat mit 54,35 Teilen kohlensauren Kalkes und 45,65 Teilen kohlensaurer Magnesia. Dieses Mischungsverhältnis ist jedoch nicht konstant, nicht einmal gewöhnlich, vielmehr enthalten die meisten Dolomitgesteine mehr Calciumcarbonat, als dem Normaldolomit entspricht, und repräsentieren dann Gemenge von Kalkspat- und Dolomitspat-Individuen (dolomitischer Kalkstein). Zu diesen beiden Carbonaten tritt sehr oft noch ein drittes, nämlich das des Eisens, wenn auch nur in geringen Mengen, und endlich Bitumen und Kieselsäure, wonach man den Dolomit oder dolomitischen Kalkstein eisenschüssig, bituminös oder kieselig nennt. Gewisse leicht zu verwechselnde Varietäten der Dolomite und des Kalksteines unterscheiden sich wie folgt: Dolomit ist härter als Kalkstein (H. durchschnittlich 4 : 3), — er besitzt ein größeres spezifisches Gewicht (2,9 : 2,7), — Dolomitstücke brausen mit kalter Säure nur sehr wenig, Kalksteinfragmente sehr stark — letztere lösen sich rasch, erstere langsam in Salzsäure, — im Dünnschliffe erscheinen die Körner des Kalkspates in der Regel verzwillingt, die des Dolomites gewöhnlich nicht.

Manche körnige Dolomite sind reich an accessorischen Bestandteilen, so der des Binnentales im Oberwallis (Zinkblende, Arsenikalkies, Schwefelkies, Tremolit), des Campo longo südlich vom St. Gotthard (Realgar, Turmalin, Korund und Tremolit).

Die meisten Dolomitvarietäten sind deutlich krystallin und zwar bald grob-, bald sehr feinkörnig; bei den Dolomitaschen sind die einzelnen

Dolomitspat-Individuen nicht mehr miteinander verbunden, sondern liegen lose, staubartig nebeneinander und stammen aus der Verwitterung dolomitischer Kalksteine oder dolomitisch verunreinigter Anhydrite und Gypse her. Endlich werden gewisse feinkörnige Dolomite von unregelmäßig gestalteten, eckigen Zellen und Höhlungen vollständig durchzogen, wodurch das Gestein, dann Rauchwacke und Zellendolomit oder Kastendolomit genannt, ein löcheriges, zerfressenes Aussehen erhält. Die Wandungen der Hohlräume sind mit Dolomitspatkryställchen inkrustiert. Ein typischer Fundort der Rauchwacke sind die Felspartien des Altensteines und Hohlensteines in Thüringen. Bemerkenswert ist die Neigung des Dolomites zu Fels- und Höhlenbildungen; so bestehen die Felsruinen des fränkischen Jura und der schwäbischen Alb, die Riffe Südtirols aus Dolomit.

8. Spateisenstein.

Der Spateisenstein ist ein gelblichgraues bis gelblichbraunes, grob- bis feinkörniges Aggregat von spätigen Individuen des Minerales Eisenspat, und besteht somit hauptsächlich aus Eisencarbonat mit größerer oder geringerer Beimischung von Mangan-, Magnesia- und Kalkcarbonaten. In frischem Zustande besitzen die Spaltungsflächen der Mineralkörner irisierenden oder perlmutterartigen Glasglanz, welcher jedoch unter dem Einflusse der Atmosphärilien verschwindet. Das Gestein wird anfänglich an der Oberfläche, nach und nach bis zu großer Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt. Als zufällige Gemengteile treten zahlreiche Einsprenglinge von Eisenkies, Kupferkies und Eisenglanz auf.

Der Spateisenstein bildet massige Einlagerungen und Stöcke von oft sehr ansehnlicher Ausdehnung zwischen geschichteten Gesteinen, tritt aber auch in Form von Gängen auf. Als die bedeutendsten Spateisensteinvorkommen sind zu erwähnen: der 850 m über die Talsohle aufragende Erzberg bei Eisenerz in Steiermark, der Stahlberg bei Müsen in Westfalen, der Stahlberg bei Schmalkalden in Thüringen.

Der Sphärosiderit oder Toneisenstein ist eine feinkörnige bis dichte Spateisensteinmasse, welche innig mit mehr oder weniger Ton gemengt ist. Seine Farbe ist grau, gelblich oder bräunlich. Dieses Eisenerz tritt entweder in zusammenhängenden Lagern (Flötzen) oder in isolierten linsenförmigen Nieren und Knollen zwischen den Schiefertonen des Steinkohlengebirges, des Rotliegenden und der Braunkohlenformation auf und liefert ein sehr geschätztes Material zur Gewinnung des Eisens; so in den Steinkohlengebieten von Saarbrücken, Zwickau, Süd-Wales und Pennsylvania, ferner in der Braunkohlenformation am Nordabfalle des Siebengebirges usw.

Kohleneisenstein oder Blackband ist ein inniges Gemenge von Sphärosiderit mit 12 bis 35 Prozent Kohle, welches dickschieferige Struktur

und schwarze Farbe besitzt, namentlich in den schottischen und westfälischen (Bochumer) Steinkohlengebieten flötzartig auftritt und dort als ein ausgezeichnetes Eisenerz abgebaut wird.

f) Kieselgesteine:

9. Quarzit und Quarzitschiefer.

Der Quarzit ist eine körnige bis dichte und dann grobsplitterige weiße, graue oder durch Beimengung von Eisenoxyd rötlich gefärbte Quarzmasse. Je nach ihrer Struktur unterscheidet man folgende Abarten: Körnigen Quarzit, sehr oft sandsteinähnlich, — dichten Quarzit, außerordentlich feinkörnig bis glasig, — schieferigen Quarzit (Quarzitschiefer), dessen schieferige Struktur zum Teil durch lagenweise verteilte Glimmerblättchen hervorgebracht wird. An zufälligen Gemengteilen ist der Quarzit ziemlich reich; namentlich hervorzuheben sind Glimmer, Granat, Turmalin, Zirkon, Rutil, Eisenkies, Magneteisen, Graphit, Graphitoid und Gold (letzteres z. B. in den südlichen atlantischen Staaten von Nordamerika). Die Quarzite bilden mehr oder weniger mächtige Einlagerungen in den archäischen Formationen.

Eine besondere Abart des Quarzitschiefers ist der Itacolumit (Gelenksandstein) der krystallinen Schieferformation. Derselbe besteht fast ausschließlich aus zackig ineinander fassenden, unregelmäßig gestalteten Quarzkörnern. Durch die gewissermaßen gelenkartige Verbindung der letzteren wird ein gewisser Grad von Biegsamkeit der Gesteinsplatten bedingt. Die Farbe des Itacolumites ist vorherrschend hellgelb oder lichtrötlich. Als zufällige Gemengteile sind zu erwähnen: Gold (südliche atlantische Staaten von Nordamerika, Brasilien), Eisenglimmer, Martit (ebendort), Lazulith und Rutil (Georgia); endlich ist der Itacolumit in Brasilien und in den Staaten Georgia und Süd-Carolina das Muttergestein der Diamanten.

10. Kieselschiefer (Lydit).

Der Kieselschiefer ist ein dichtes, sehr hartes, unschmelzbares, von toniger und kohliger Substanz, sowie von Eisenhydroxyd imprägniertes, hornsteinähnliches Quarzgestein mit splitterigem Bruche und von dunkeler, namentlich schwarzer Farbe. Er ist in dünnen, meist nur zollmächtigen, scharf getrennten Platten abgelagert, zeigt sehr vollkommene Zerklüftung, infolge deren das Gestein in polyëdrische Absonderungsstücke zerteilt wird und von zahlreichen Schnüren und Adern von weißem Quarze durchzogen ist. Seine sehr dichten, vollkommen schwarzen Varietäten mit flachmuscheligem Bruche werden Lydit oder Probierstein genannt. Er bildet z. B. im Oberharze zwischen Clausthal, Lehrbach und Lautenthal, im Fichtelgebirge in der Nähe von Hof, am Nordfuße des Erzgebirges, sowie im Vogtlande Schichtenkomplexe im Silur, Devon und Culm.

In die Familie der Kieselgesteine gehören noch folgende Gesteinsarten, welche sämtlich nur unbedeutende Ausdehnung besitzen und zum Teil nur als accessorische Bestandmassen in anderen Gesteinen auftreten:

Feuerstein (Flint) ist ein graues oder schwarzes Kieselgestein mit ausgezeichnet muscheligem Bruche. Seine scherbenartigen Bruchstücke sind scharfkantig und an den Kanten durchscheinend. Es besteht fast nur aus krystallinischer, chalcedonähnlicher Kieselsäure. Seine schwarze Färbung rührt zum großen Teile von Kohlenstoff und dieser von organischen Resten her und verschwindet in diesem Falle beim Glühen. Der Feuerstein bildet namentlich lagenweise aneinander gereihte Knollen in der weißen Schreibkreide, so bei Dover, Calais und Aachen, sowie auf Rügen und Wollin. Außerdem tritt er in Form von losen Geschieben überall im Diluvium der norddeutschen Ebene auf, entstammt aber den zum Teil zerstörten Kreidelagern der Ostsee.

Hornstein, eine anscheinend dichte krypto-krystalline, harte, rauchgraue oder braunrote Quarzmasse von splitterigem Bruche; meist in knolligen Massen oder unregelmäßigen Einlagerungen von geringer Ausdehnung; oft mit Schwammnadeln oder Radiolarien dicht erfüllt.

Jaspis, eine hornsteinartige Quarzmasse, von streifen- oder schichtweise abwechselnder roter, gelber, brauner und grüner Farbe; in größter Mächtigkeit am Lake Superior in Nordamerika.

Süßwasserquarz, eine feinkörnige, meist poröse, zellige, splitterige Masse von amorpher oder chalcedonartiger Kieselsäure, die sich durch ihre Einschlüsse von Süßwasser- und Landschnecken und Pflanzen als ein Quellenabsatz kundgibt. Er bildet regellos gestaltete Massen zwischen losen Sanden, Tonen und Kalksteinen jüngsten geologischen Alters, z. B. in der Umgegend von Paris.

Kieselsinter und Kieseltuff, eine bald erdige, lockere, poröse, bald kompakte Masse von wasserhaltiger amorpher Kieselsäure, welche zum Teil auffallende äußerliche Ähnlichkeit mit Kalktuff besitzt, zum Teil wie Kalksinter in stalaktitischer Form auftritt und sich als Absatz aus heißen Quellen (so der Geysirs auf Island und am Yellowstone) bildet (vgl. S. 49).

Polierschiefer (Tripel), ein erdiger, äußerst fein anzufühlender, abfärbender, dünnblätteriger Schiefer von gelblicher Farbe, welcher aus mikroskopisch kleinen Kieselpanzern von Diatomeen zusammengesetzt ist (Bilin in Böhmen, Südlausitz).

Kieselguhr (Bergmehl), weiße, lockere, mehlartige, kreideähnliche Masse, vorwaltend aus Kieselpanzern von Diatomeen gebildet; als Lager z. B. im Untergrunde von Berlin, mancher Stellen der Lüneburger Heide, bei Franzensbad in Böhmen (vgl. S. 163).

g) Silikatgesteine:

11. Hornblendeschiefer.

Der Hornblendeschiefer ist ein schieferiges Aggregat von schwärzlichen oder dunkelgrünen, faserigen oder stengeligen Hornblendeindividuen, welchen sich meist sehr untergeordnet Granat, Pistazit und Eisenkies beigesellen. Bei Snarum gesellt sich zur Hornblende Gedrit. Durch Verlust seiner Parallelstruktur geht er in den körnig-richtungslos struierten Hornblendefels, — durch Aufnahme noch anderer Gemengteile in die Amphibolite über (vgl. unter Nr. 57). Der Hornblendeschiefer ist mehr oder weniger dünnschieferig, plattig und in regelmäßiger Wechsellagerung den archäischen Gneißen, Glimmerschiefern und Phylliten z. B. Skandinaviens, des Erzgebirges, des Böhmerwaldes, der Sudeten, Siebenbürgens, der Tauernkette Tirols eingeschaltet.

Eine besondere Varietät des Hornblendeschiefers ist der Strahlstein- oder Aktinolithschiefer, ein dick-schieferiges Aggregat von gras- bis lauchgrünem, im Dünnschliffe farblosem Strahlstein in dünnstengeligen oder faserigen Individuen (Erzgebirge, Fichtelgebirge, Bayerischer Wald, Alpen Savoyens, in Schottland, Massachusetts).

Der Nephrit ist ein dichter, außerordentlich feinfaseriger, filziger Aktinolithschiefer oder Grammatitschiefer, bildet Einlagerungen in der archäischen Formation Neuseelands und Zentralasiens, ebenso bei Jordansmühl in Schlesien (Traube), ist in isolierten Blöcken bei Schwemsal und Leipzig gefunden und zu Steinbeilen verarbeitet, weit verbreitet.

Der Glaukophanschiefer besteht wesentlich aus Individuen der schön blauen, natriumreichen Hornblende, also des Glaukophans, nebst Muscovit, Granat, Epidot und Thulit (Insel Syra, Groix, Alpen).

12. Augitschiefer, Erlan und Enstatitfels.

Der Augitschiefer besitzt eine kleinkörnige, schieferig plattige Struktur, hell- oder dunkelgrüne Farbe und besteht fast ausschließlich aus Augit, welchem bald etwas Quarz und Plagioklas, bald Magneteisen und Chlorit accessorisch beigemengt ist (Bretagne, Erzgebirge, Vogtland).

Als Erlan wird ein dichtes, mikrokrystallines Augitgestein bezeichnet, welches neben Augit aus Feldspat, Vesuvian, Glimmer, Titanit und Rutil besteht (Schwarzenberg im Erzgebirge).

Jadeit, ein feinkörniges bis dichtes, weißes bis apfelgrünes Pyroxengestein mit beträchtlichem Tonerde- und Natrongehalt. Birma, Turkestan, Ligurischer Apennin; zu Steinbeilen verarbeitet, weit verbreitet.

Der Enstatitfels besteht wesentlich aus Individuen des rhombischen Pyroxens, des Enstatits (Klingenberg im Erzgebirge), dem sich Magnesit und Glimmer beigesellen können (sog. Sagvandit bei Tromsöe).

Alle diese Pyroxengesteine bilden untergeordnete und seltene Einlagerungen in der Gneiß- und krystallinischen Schieferformation.

13. **Chloritschiefer.**

Der Chloritschiefer ist ein schuppig-schieferiges, lauchgrünes, weiches, mildes Aggregat von Chloritschuppen (meist Klinochlor, seltener Pennin). Er ist reich an zufälligen Gemengteilen, so an: Magneteisen in ausgezeichneten Oktaëdern (Zillertal, Eisenregion am Lake Superior), Magnesit in scharfen Rhomboëdern (St. Gotthard, Zillertal), Granat in Rhombendodekaëdern (Greiner), Turmalin (Habacher Alp, Ural), Gold (südl. atlant. Staaten von Nordamerika).

Der Chloritschiefer tritt in Gesellschaft und in Wechsellagerung mit Gneiß, Glimmerschiefer, Talkschiefer und Serpentin auf. So in den tiroler und kärnthener Alpen, am St. Gotthard, am Mt. Rosa, im Ural, im Alleghany-System.

Chamosit und Thuringit, schieferige, z. T. oolithische Chlorite mit Eisenerzen, namentlich Magnetit gemengt, bilden Lager im Untersilur Thüringens und Böhmens, sowie im Dogger, z. B. der Windgälle.

14. **Talkschiefer.**

Der Talkschiefer ist ein schieferiges Aggregat von Talkschuppen, welche ein sehr weiches, fettig anzufühlendes Gestein von weißer bis grünlich weißer Färbung bilden. Als untergeordnete Gemengteile können sich Magnetit, Chromit, Pyrit, Magnesit, sowie Hornblende einstellen.

Der Talkschiefer ist namentlich mit Serpentin, Chlorit- und Glimmerschiefer vergesellschaftet, so bei Hof im Fichtelgebirge, am Altvater in Schlesien, in den Kärnthner Alpen, am Mt. Blanc, am Mt. Rosa, in Nordamerika, im Ural usw.

Der zwischen Chlorit- und Talkschiefer stehende Topfstein ist ein verworren filzig-schuppiges Gewebe von Chlorit- und Talkschuppen, von denen bald die einen, bald die anderen vorwalten können. Diese grünlichgraue Gesteinsmasse ist sehr mild, läßt sich bei großer Zähigkeit mit dem Messer schneiden und widersteht dem heftigsten Feuer. Der Topfstein findet sich, mit Chlorit- und Talkschiefer vergesellschaftet, z. B. bei Chiavenna in den Alpen, bei Trondhjem in Norwegen, bei Boston in Massachusetts, sowie in Finnland.

15. **Serpentin.**

Der Serpentin ist ein dichtes oder feinkörniges, mildes, im Bruche mattschimmerndes, durch Umbildung von Olivin-, Amphibol- und Pyroxengesteinen entstandenes, also sekundäres Gestein von düster grünen, seltener braunen Farben, häufig mit dunklen, flammigen oder geäderten Zeichnungen. Er besteht in reinstem Zustande lediglich aus dem Minerale Serpentin, also aus wasserhaltigem Magnesiumsilikat, umschließt jedoch meist noch

Reste seines Urgesteines, so namentlich Olivin, Bronzit, Augit, Hornblende und Pyrop (im sächsischen Granulitgebirge und bei Zöblitz), Chromeisen (Steiermark, Maryland), ferner als Produkte der Gesteinsumwandlung Magneteisen (Zillertal), Arsenikalkies (Reichenstein in Schlesien), Chrysotil in querfaserigen, seidenglänzenden Schnüren den Serpentin durchschwärmend (Reichenstein, Waldheim). Vgl. Serpentinisierung S. 102.

Als ein Umbildungsprodukt reiner Olivin-, oder Amphibol-, oder Pyroxengesteine, sowie verschiedenartiger Mineralgemenge von Olivin, Pyroxen und Amphibol, welche sowohl unter den Gang- wie Lagergesteinen vertreten sind, weist der Serpentin beiderlei Verbandsformen auf. So kennt man einerseits Serpentinlager zwischen Talk-, Chlorit- und Glimmerschiefern oder Gneißen und Granuliten (im Ural, in den Alleghanies, am Greiner in Tirol, in Skandinavien, im Fichtelgebirge, im Erzgebirge, im sächsischen Granulitgebirge), andererseits Serpentingänge und -stöcke, welche das benachbarte Gestein durchsetzen (bei Predazzo in Tirol, am Südabfalle des Venedigerstockes, bei Balloch in Schottland, im Lizard-Distrikt in Cornwall, auf Elba, in Ligurien und Toskana).

h) Oxydische Erzgesteine:

16. Brauneisenstein.

Der Brauneisenstein ist ein faseriges, feinkörniges, erdiges oder dichtes Eisenerz von ockergelber bis schwärzlichbrauner Farbe mit gelblichbraunem Striche. Es ist wesentlich Eisenoxydhydrat, enthält aber gewöhnlich etwas Manganoxyd und Kieselsäure und ist häufig durch Ton verunreinigt.

Der Brauneisenstein tritt in den meisten Fällen vergesellschaftet mit oder in gleicher Weise wie Spateisenstein, Sphärosiderit und Eisenkies auf, als deren Umwandlungsprodukt er zu betrachten ist (Iberg, Elbingerode und Rübeland am Harz, Siegen im Rheinland, Kamsdorf und Stahlberg in Thüringen).

Raseneisenstein (Sumpferz) ist eine durch Quarzsand, Ton, quellsalzsaures, kieselsaures und besonders phosphorsaures Eisenoxyd verunreinigte derbe oder schwammige Varietät des Brauneisenerzes. Dieselbe findet sich in Niederungen (z. B. der norddeutschen) unterhalb des Moor-, Sumpf- und Wiesenbodens in ausgedehnten, aber wenig mächtigen Ablagerungen (vgl. S. 164).

Bohnerz ist eine groboolithische Abart des Brauneisensteines und besteht aus erbsen- bis nußgroßen, ausgezeichnet konzentrisch-schaligen Kugeln von ton- und kieselhaltigem Brauneisenstein, welche meist durch eisenschüssigen Ton oder Quarzsand verbunden sind. Sie bilden Mulden- und Kluftausfüllungen sehr jungen (tertiären) Alters innerhalb älterer

(jurassischer) Gesteinsgebiete, so bei Kandern im Breisgau, bei Frohnstetten in Württemberg, bei Egerkinden in Solothurn.

17. Roteisenstein.

Der Roteisenstein ist ein faseriges, derbes oder erdiges (ockeriges) Eisenerz von blutroter bis braunroter oder stahlgrauer Farbe mit kirschrotem Striche. Er besteht im reinsten Zustande aus Eisenoxyd, ist aber, abgesehen von Spuren von Manganoxyd, häufig stark durch Ton und Kieselsäure, und zwar in so schwankenden Verhältnissen verunreinigt, daß vom Roteisenstein mit Spuren von Kieselsäure bis hinab zum eisenschüssigen Quarzit und Jaspis eine ununterbrochene Übergangsreihe existiert.

Gewisse größere Vorkommen des Roteisensteins bilden Einlagerungen zwischen Talk- und Chloritschiefern, Quarziten und Jaspis der präcambrischen Formationen. Als solche sind hervorzuheben diejenigen der Insel Elba, vom Pilot Knob in Missouri, namentlich aber diejenigen südlich vom Lake Superior in Nordamerika, welche über 30 Meter Mächtigkeit erreichen und deren Ausgehendes eine Gesamtlänge von mehr als 70 km besitzt. Andere gehören dem Devon an, so diejenigen des Harzes (z. B. bei Elbingerode) und Westfalens (z. B. bei Brilon).

Eine eigentümliche Varietät des Roteisensteines ist der Eisenoolith. Derselbe besteht aus hirsekorngroßen, dunkelroten oder braunen Körnern von Roteisenstein, zum Teil auch gemengt mit solchen von Toneisenstein, welche von einem tonigen, kalkigen oder sandigen, oft fast verschwindenden Cemente zusammengehalten werden. Der Eisenoolith kommt in mehr oder weniger mächtigen Flötzen vorzüglich innerhalb mesozoischer Schichtenreihen vor, so im Dogger bei Aalen in Württemberg, im südlichen Luxemburg und in Lothringen, im Lias bei Helmstädt in Braunschweig, bei Harzburg.

Ein schieferiges Gemenge von Blättern und Schuppen von Eisenglanz und Quarz ist der Itabirit Brasiliens.

18. Magneteisenstein.

Der Magneteisenstein ist ein körniges Aggregat von Magnetit, welches schwarze Farbe und schwarzen Strich hat, stark magnetisch ist und seiner chemischen Zusammensetzung nach aus Eisenoxyduloxyd besteht. Selten rein, tritt der Magneteisenstein gewöhnlich mit Granat, Chlorit, Quarz, Epidot, Eisenkies und Kupferkies gemengt auf, und zwar bildet er Lager und Stöcke zwischen den Gesteinen der archäischen Gneiß- und Glimmerschieferreihe. Die Gebiete dieser Formationen sind demnach auch die Heimat der großartigsten Magneteisensteinlagerstätten, von welchen namentlich die von Arendal, Dannemora und der Lappmark (hier am Gellivara über 5500 m lang, 50—70 m mächtig), und diejenigen in Canada, im Staate New York, New Jersey und Pennsylvania zu erwähnen sind. Andere Magnetitvorkommnisse repräsentieren Ausscheidungsmassen aus plutonischen

Gesteinen, so der Blagodat und andere Eisenberge des Ural und der Taberg in Schweden, noch andere sind Erzeugnisse der Kontaktmetamorphose (Berggießhübel, Suhl).

i) **Kohlengesteine** (vergl. S. 171):

19. **Torf.**

Der Torf ist ein bald lockeres, bald mehr zusammengepreßtes, kompaktes, filziges Gewebe von in Zersetzung begriffenen Pflanzenteilen, deren Form um so deutlicher erhalten ist, je weniger stark sie durch Zusammenpressung und Zersetzung gelitten haben. Mit beiden steht auch die Farbe des Torfes im Zusammenhang, welche zwischen lichtbraun und pechschwarz schwankt. Je nach den Pflanzenarten, aus denen der Torf vorzugsweise besteht, pflegt man Moostorf, Wiesentorf, Heidetorf usw., je nach der Beschaffenheit der Masse Pechtorf, Papiertorf, Torferde usw. zu unterscheiden.

Der Torf bildet Lager von wechselnder, oft beträchtlicher Mächtigkeit und entsteht überall da, wo stagnierende Gewässer der Niederungen und Hochplateaus zur Wucherung von Sumpf- und Wasserpflanzen und zur Anspeicherung deren langsam verwesender Reste Anlaß geben, so in Mecklenburg, Ostfriesland, auf dem Brocken, dem Bruchberge im Harze, auf dem Rücken des Erzgebirges u. v. a. O.

20. **Braunkohle** (Lignit).

Die Braunkohle ist eine dichte, erdige, holzige oder faserige Kohlenmasse mit braunem Striche, mit 60 bis 75 Prozent Kohlenstoff und bedeutendem Bitumengehalte. Sie zeigt häufig die wohlerhaltene vegetabilische Struktur, besitzt muscheligen, erdigen oder holzartigen Bruch und braune bis pechschwarze Farbe, verbrennt leicht mit rußender Flamme und unter Entwickelung eines unangenehmen, eigentümlich brenzligen Geruches und färbt Kalilauge tiefbraun. Nach ihren verschiedenen Strukturverhältnissen hat man einzelne Abarten der Braunkohle als Pechkohle, holzige Braunkohle, Papierkohle (oder Dysodil, stark tonig und dünnschieferig), Moorkohle, Nadelkohle, Erdkohle (Umbra) usw. bezeichnet. Als accessorischer Gemengteil mancher Braunkohlen, so derer von Artern, kommt Honigstein und Retinit vor.

Die Braunkohle bildet Flötze, d. h. zusammenhängende ausgedehnte Lager innerhalb der nach ihrem Vorkommen benannten tertiären Braunkohlenformation. Manche dieser Flötze erreichen über 30 m Mächtigkeit.

Pyropissit (Wachskohle) ein lichtgraugelbliches, mildes, leicht schmelzendes und entzündbares Erdwachs, welches in der Gegend von Weißenfels-Zeitz bank- oder lagenförmig als selbständiger Begleiter der Braunkohlenflötze auftritt. Pyropissithaltige Braunkohle wird als Schwelkohle bezeichnet.

21. **Steinkohle** (Schwarzkohle).

Die Steinkohle ist eine dichte, im Bruche meist muschelige, fettglänzende, sammet- bis pechschwarze Kohlenmasse mit 75 bis 90 Prozent Kohlenstoff und geringerem Bitumengehalte als Braunkohle. Sie gibt einen braun- oder grauschwarzen Strich, verbrennt mit heller Flamme unter Entwickelung von starkem Rauche und aromatisch-bituminösem Geruche. Einige Varietäten weichen in der Hitze auf und schmelzen (Backkohle), andere sintern nur zusammen (Sinterkohle), noch andere zerbröckeln in der Hitze und hinterlassen zum Teil einen erdigen, lockeren Rückstand (Sandkohle). Kalilauge wird von Steinkohle nur wenig oder gar nicht braun gefärbt.

In der Steinkohle ist die organische Struktur der Pflanzen, aus welchen sie entstanden, durch und durch in erkennbaren Formen erhalten, so die holzigen Gefäßbündel von Coniferenstämmen, Farnstrünken, Sigillarien, Calamiten und Lepidodendren, wodurch ihre Abstammung über alle Zweifel erhaben ist. Die in kohlige Substanz verwandelten Pflanzenteile sind imprägniert von einer ulmin- oder huminartigen Masse, wodurch das Ganze amorph und scheinbar strukturlos erscheint (Gümbel), zugleich sind ihnen mikroskopische Stränge, Fäden und Körnchen von Harz oft in großen Quantitäten beigemengt.

In petrographischer Hinsicht sind folgende Varietäten zu unterscheiden: Pech- oder Glanzkohle mit muscheligem, starkglänzendem Bruche, Grobkohle mit mattem, unebenem, grobkörnigem Bruche, Schieferkohle mit Schieferstruktur, Kännelkohle mit flachmuscheligem, wachsglänzendem Bruche, Rußkohle, lockere, zerreibliche, staubige Masse mit erdigem Bruche, Faserkohle mit Faserstruktur, seidenglänzend.

In technischer Hinsicht pflegt man fette, kohlenstoffärmere, an Bitumen reiche, und magere, kohlenstoffreichere und bitumenarme Kohlen zu unterscheiden.

Als häufigere zufällige Gemengteile der Steinkohle sind Eisenkies, Bleiglanz und Kalkspat anzuführen. Wie die Braunkohlen treten auch die Steinkohlen in Flötzen auf, die sich über Hunderte von Quadratmeilen ausdehnen (in Nordamerika) und 15, 20 und mehr Meter Mächtigkeit erreichen können. So ist das tiefe Planitzer Flötz im Zwickauer Bassin 7 bis 15, das Rußkohlenflötz ebendort 8, das Xaveriflötz in Oberschlesien 17 m mächtig. Die Steinkohlen wechsellagern mit Schiefertonen und Sandsteinen und bilden im Vereine mit diesen die produktive Steinkohlenformation. Jedoch ist das Vorkommen der Steinkohle nicht auf diesen Schichtenkomplex beschränkt, vielmehr sind sowohl in älteren, wie in jüngeren Formationen (Devon, Rotliegendes, Wealden) Steinkohlenflötze bekannt.

22. **Anthracit.**

Der Anthracit ist eine eisen- bis sammetschwarze, stark glas- bis metallisch glänzende, spröde Kohlenmasse mit über 90 Prozent Kohlenstoff,

in welcher sich ebenfalls Pflanzengewebe nachweisen läßt. Im Feuer verbrennt er bei starkem Luftzuge, teils mit schwacher, teils ohne Flamme, ohne Geruch und ohne Rauch und ohne zu schmelzen. Er gibt einen schwarzen Strich und ist das härteste der Kohlengesteine, geht jedoch häufig durch Abnahme seines Gehaltes an Kohlenstoff und Aufnahme von Bitumen in Steinkohle über.

Der Anthracit tritt zum Teil in selbständigen ausgedehnten Flötzen auf (z. B. im östlichen Pennsylvania), oder er steht mit Steinkohlen- und Braunkohlenflötzen in Verbindung, aus denen er lokal durch kontaktmetamorphische Umwandlung hervorgegangen ist (z. B. in Süd-Wales, am Meißner), endlich kommt er in Nestern von beschränkteren Dimensionen vor (z. B. in den Graptolithenschiefern der Grafschaft Cork in Südschottland und bei Lischwitz unweit Gera im Vogtlande.

In folgender Tabelle sind die hauptsächlichsten Unterscheidungsmerkmale der beschriebenen Kohlengesteine übersichtlich zusammengestellt.

Kohlengestein	Kohlenstoff-Gehalt	Härte	Spez. Gewicht	Strich	Erwärmte Kalilauge wird	Brennbar	Erscheinungen beim Verbrennen			
Braunkohle	60—75		0,5—1,5	braun	tiefbraun	leicht	nicht schmelzend	rußende Flamme	stark rauchend	brenzlig stinkend
Steinkohle	75—90	gegen 2	1,2—1,5	braunschwarz	nicht oder hellgelblich braun	z. Teil leicht	z. Teil schmelzend, z. Teil sinternd	helle Flamme	stark rauchend	aromatisch bituminös riechend
Anthracit	über 90	2—2,5	1,4—1,7	grauschwarz	gar nicht gefärbt	nur bei starkem Luftzuge	nicht schmelzend	teils schwache, teils gar keine Flamme	gar nicht rauchend	ohne Geruch

23. Graphit.

Das Graphitgestein ist ein grobschuppiges bis feinschuppiges oder fast dichtes, zum Teil erdiges, eisenschwarzes, metallglänzendes Aggregat von Graphit. Es ist fettig anzufühlen, weich und abfärbend. Der Normalbestand des Graphitgesteines sollte reiner Kohlenstoff sein, es kommt jedoch in der Natur nur verunreinigt und zwar mit Beimengungen von Quarz, Glimmer, Chlorit, Turmalin und Rutil vor. Gewöhnlich tritt dasselbe als Graphitschiefer auf, welcher zum Teil regelmäßige, flötzartige, zum Teil sehr mächtige, aber auch kleinere nesterförmige Einlagerungen in der Gneiß- und Glimmerschieferformation bildet, so zwischen Gneiß und krystallinem

Kalksteine bei Krumau in Böhmen, bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, zwischen Gneißen in der Umgegend von Passau und an zahlreichen Lokalitäten in Skandinavien, Schottland, den atlantischen Staaten von Nordamerika und Canada. Anderseits sind auch gangartige Vorkommnisse von Graphit bekannt (Cumberland, Ceylon). Neben dem krystallinen Graphit besitzt der Graphitoid (Sauer), ein fast reiner amorpher Kohlenstoff, eine große Verbreitung in der archäischen Schieferformation des Erzgebirges und des Gouv. Olonez (Rußland).

24. **Petroleum** (Erdöl).

Das Petroleum ist eine dünn- bis dickflüssige, farblose, gelbliche oder bräunliche Kohlenwasserstoffverbindung von stark aromatisch-bituminösem Geruche, welche aus der Zersetzung von organischen Substanzen und zwar fast stets von tierischen Fetten (vergl. Seite 173) hervorgegangen ist. Nach ihrer Farbe und dem verschiedenen Grade ihrer Flüssigkeit unterscheidet man: Naphtha, wasserhell und sehr flüssig, Steinöl, gelb, opalisierend und noch vollkommen flüssig, Bergteer, bräunlich und zähflüssig.

Das Petroleum findet sich gewöhnlich als Imprägnation poröser, zelliger oder erdiger Gesteine (Brandschiefer, Ölschiefer, bitumenreicher Kalksteine oder Sandsteine), seltener in größeren Ansammlungen innerhalb unterirdischer Hohlräume und Gesteinsklüfte. Beides ist im großartigsten Maßstabe in den Ölregionen Nordamerikas und zwar von Canada-Nord, Canada-West, Pennsylvania, West-Virginia, Ohio, Kentucky und Californien der Fall, wo das Petroleum sowohl silurische und devonische Schichtkomplexe reichlich imprägniert, als sich in Spalten und Klüften angesammelt hat und zum Teil in künstlichen Brunnen zu Tage sprudelt, zum Teil in die Höhe gepumpt wird. Die zahlreichsten Fundorte von Petroleum in Europa gehören einer Zone an, welche sich den Karpathen-Abhang entlang durch Galizien, die Bukowina und die Moldau nach der Krim und längs des Kaukasus bis in die Gegend des kaspischen Meeres (Baku, Apscheron) erstreckt. Im Oligocän des Elsaß treten bei Pechelbronn und Altkirch zwischen bituminösen Mergeln linsenförmige Lager eines von Petroleum durchtränkten Sandes auf (Petrolsand), aus welchem das Erdöl durch Bergbau oder Bohrlöcher abgezapft wird. Auch in der Lüneburger Heide werden bei Celle größere Mengen von Petroleum (Bergteer) gewonnen.

25. **Asphalt** (Erdpech).

Der Asphalt ist eine dunkelbraune bis schwarze, fettartig glänzende Masse von pechähnlichem Aussehen, welche in siedendem Wasser schmilzt und aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff und z. T. auch Stickstoff in nicht ganz konstanten Verhältnissen besteht. Der Asphalt besitzt einen stark muscheligen Bruch, brennt leicht mit lebhafter Flamme unter Entwickelung eines dicken Rauches und bituminösen Geruches und ist ein Oxydationsprodukt des Petroleums, welches in der Berührung mit der atmosphärischen

Luft zuerst zähflüssig und dann fest wird. Er findet sich demgemäß gewöhnlich als Imprägnation von porösen oder zelligen Gesteinen (Limmer bei Hannover, Lobsam im Elsaß) und nur selten in Form selbständiger Lagerstätten, und dann entweder als oberflächliche Anhäufung (namentlich auf der Insel Trinidad, wo ein stundenweit ausgedehntes Asphaltgebiet bekannt ist; am Toten Meere), oder als Ausfüllung von Klüften (Bentheim in Hannover, Albertgrube in Neu-Braunschweig).

2. Klasse. **Gemengte krystalline Gesteine.**

a) massige (Typus Granit), b) schieferige (Typus Gneiß).

1. Abteilung. **Massige Gesteine.**

Die massigen krystallinen Gesteine sind eruptiven Ursprunges, d. h. in glutflüssigem Zustande aus der Erdtiefe emporgedrungen und dann erstarrt. Die wichtigsten Bestandteile der bei weitem vorwaltenden Mehrzahl derselben gehören der Familie der Feldspate an. Am natürlichsten scheint es deshalb, Klassifikation und Gruppierung der hierher zu rechnenden Gesteine auf die Natur der in ihnen vorkommenden Feldspate zu begründen. Nach diesem Kriterium zerfallen die massigen Gesteine zunächst in 1. Orthoklasgesteine, wesentlich mit Kalifeldspaten, nämlich monoklinem Orthoklas oder Sanidin nebst triklinem Mikroklin, — 2. Plagioklasgesteine, wesentlich mit triklinen, deshalb zwillingsstreifigen Kalknatronfeldspaten, nämlich Oligoklas, Labrador oder Anorthit. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß in Orthoklasgesteinen untergeordnet auch Plagioklase und umgekehrt in Plagioklasgesteinen auch zuweilen Orthoklase vorkommen. Die gesteinsbildenden Feldspate können jedoch zum Teil oder völlig durch feldspatähnliche Silikate, nämlich durch Nephelin (Eläolith), Leucit oder Melilith vertreten werden. Von den auf solche Weise resultierenden Gruppen ordnet sich nach der Natur des gleichzeitig beteiligten Feldspates je eine den Orthoklas- und den Plagioklasgesteinen unter, während eine dritte, diejenige der feldspatfreien Nephelin-, Leucit- und Melilithgesteine, eine selbständige Reihe repräsentiert, an die sich noch eine kleine Gruppe von Gesteinen ohne Feldspat oder feldspatähnlichem Gemengteile anschließt.

Anhaltspunkte für eine weitere Gruppierung der massigen Gesteine sind: a) die Anwesenheit oder das Fehlen des Quarzes in ihrer Gesteinsmasse, so daß man sie in quarzhaltige und quarzfreie sondern kann; b) das Begleitetsein des Plagioklases durch Hornblende, Augit, Glimmer oder Olivin. Alle diese nach ihrer mineralischen Zusammensetzung verschieden-

artigen Gesteine ordnen sich nach ihrer durch deren geologische Rolle bedingten Struktur in 2 Hauptgruppen, die gleichmäßig körnigen (wesentlich plutonischen) Gesteine und die porphyrischen bis glasigen (wesentlich vulkanischen) Gesteine.

Auf der Gesamtheit dieser Kriterien basiert die von F. Zirkel und H. Rosenbusch aufgestellte Systematik der gemengten massigen Gesteine. Die systematische Übersichtstabelle Zirkel's v. J. 1893 ist auf Seite 216 und 217 wiedergegeben.

1. Quarzhaltige Orthoklasgesteine, Familie des Granites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas, Plagioklas und Quarz nebst Glimmer.

26. Granit.

Der Granit besteht aus einem körnigen Gemenge von Kalifeldspat und Quarz, nebst Kalknatronfeldspat und wechselnden Mengen von dunklem oder hellem Glimmer, an dessen Stelle in gewissen Graniten Amphibol oder Pyroxen treten können. Der Kalifeldspat ist vorwiegend Orthoklas, meist schwach rötlich gefärbt und in einfachen Krystallkörnern oder Karlsbader Zwillingen entwickelt. Zuweilen erreichen einzelne derselben Dimensionen von mehreren Zentimetern und verleihen bei rings entwickelten Krystallumrissen dem Granite eine porphyrartige Struktur. Perthitische Verwachsungen mit Albit und schriftgranitische mit Quarz sind nicht selten. Der im Mikroskop durch seine rechtwinkelig gitterförmige Zwillingsstreifung sich auszeichnende trikline Kalifeldspat, der Mikroklin, besitzt als Begleiter und teilweiser Vertreter des Orthoklases eine weite Verbreitung in vielen Graniten. Durch schwach fettartigen Glanz, grauliche bis grünliche Färbung und feine Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltflächen machen sich die Körner der Kalknatronfeldspate, Oligoklas und Andesin bemerklich, welche in vielen Graniten nahezu die Rolle eines wesentlichen Gemengteiles spielen (Oberschlema, Kirchberg, Sachsen), nie aber, wie Orthoklas oder Mikroklin, selbständig entwickelte porphyrische Krystalle bilden. An mikroskopischen Einschlüssen sind die Feldspate der Granite im allgemeinen arm; zonare Struktur besonders der größeren porphyrischen Orthoklase wird nur zuweilen hervorgerufen durch gesetzmäßige Einlagerung von Biotitschüppchen oder kleineren Plagioklaskryställchen; sehr selten ist die vollkommene Umwachsung des Orthoklases durch Plagioklas (im Rapakiwi), verbreitet hingegen der umgekehrte Fall. Der Quarz zeigt sich gewöhnlich in rundlichen Körnern oder unregelmäßig begrenzten, eine Art Füllmasse zwischen dem Feldspat darstellenden, eckigen Partien, welche sich durch Glasglanz mit muscheligem Bruche und lichtgraue Färbung von den Feldspaten unterscheiden. Noch seltener wie der Orthoklas tritt der Quarz in Krystallform, nämlich in Dihexaëdern auf und zwar nur dann, wenn der Granit eine

F. Zirkel, tabellarische Übersich

Struktur	Alter		Gesteine mit vorwiegendem Alkalifeldspat			Gesteine mit vorwiegend			
			mit Quarz	ohne Quarz		ohne Nephe			
				ohne Nephelin	mit Nephelin oder Leucit	mit Hornblende		mit Magnesia-glimmer	
						ohne Quarz	mit Quarz	ohne Quarz	mit Quarz
gleich-mäßig körnig (vor-wiegend plutoni-sche Ge-steine	jeden Alters		Granite	Syenit (Hornblende-syenit Glimmer-syenit Augitsyenit)	Eläolith-syenit (Foyait Miascit Ditroit)	Diorit	Quarz-diorit	Glimmer-diorit, Kersantit	Quarz-glimmer diorit
porphy-risch und glasig (vor-wiegend vulkani-sche Ge-steine)	vortertiär (alt-vulka-nisch)	porphyrisch	Granit-porphyr, Quarz-porphyr, Felsit-porphyr, Quarz-kerato-phyr, Felsit	Quarzfreier Porphyr, Syenit-porphyr, Rhomben-porphyr. Minette, Vogesit, Augitsyenit-porphyr, Keratophyr	Eläolith-syenit-porphyr (Liebenerit-porphyr)	Horn-blende-porphyrit, Diorit-porphyrit, Camptonit	Quarz-horn-blende-porphyrit	Glimmer-porphyrit	Quarz-glimme porphyr
		glasig	Felsit-Pechstein			glasige und halbglasige Ausbildu			
	tertiär und post-tertiär (jung-vulka-nisch)	porphyrisch	Rhyolith oder Liparit	Trachyt Hornbl.- Biotit- Augit- } Tr.	Phonolith, Leucit-phonolith, Leucittrachyt	Propylit Horn-blende-andesit	Quarz-propylit Dacit	Glimmerandesit	
		glasig	Obsidiane, Bimssteine, Perlite, Trachytpechsteine						

er Massengesteine.

alknatronfeldspat und Kalkfeldspat						Gesteine ohne eigentlichen Feldspat			
ler Leucit					mit Nephelin od. Leucit	mit Nephelin	mit Melilith	mit Leucit	auch ohne feldspatähnliche Gemengteile
mit Augit		mit Diallag	mit Enstatit od. Hypersthen	mit Olivin					
ohne Olivin	mit Olivin								
Diabas . Quarzdiabas	Olivindiabas	Gabbro, Olivingabbro	Norit (Hypersthenit, Enstatitfels)	Forellenstein	Theralith	Ijolith		Missourit	Olivingesteine: Dunit, Pikrit, Wehrlit, Lherzolith Pyroxengesteine: Pyroxenit, Websterit
Augit- orphyrit, Diabas- orphyrit, Uralit- orphyrit, Diabas- aphanit	Melaphyr		Noritporphyrit		Monchiquit				
rselben									
Augit- ındesit	Dolerit, Anamesit, Plagioklasbasalt	Diallagandesit	Enstatitandesit, Hypersthenandesit, Hypersthenbasalte		Tephrit (Nephelintephrit, Leucittephrit), Basanit	Nephelinit, Nephelindolerit, Nephelinbasalt	Melilithbasalt	Leucitit, Leucitbasalt	mit Olivin: Magmabasalt, Verit ohne Olivin Augitit
		Basaltobsidian, Hyalomelan, Tachylit, Bimsstein							

F. Zirkel, Lehrb. d. Petrographie. 2. Aufl. I. 1893. S. 834 u. 835.

ausgesprochene Porphyrstruktur annimmt, oder umgekehrt äußerst grobkörnig wird. Gegenüber den Feldspaten ist der Quarz der Granite fast stets durch seinen Reichtum an Flüssigkeitseinschlüssen ausgezeichnet. Diese erweisen sich teils als Wasser, teils als mehr oder weniger konzentrierte Salzlösungen, dann zuweilen mit Ausscheidungen, oder als liquide Kohlensäure. Dahingegen sind Glaseinschlüsse in keinem Gemengteile des Granites anzutreffen. Die Glimmer, dunkeler Biotit oder Lithioneisenglimmer und weißer Muscovit bilden dickere oder dünnere Lamellen, in besonders grobkörnigen Graniten zuweilen große Tafeln. Zu den selten fehlenden accessorischen Bestandteilen der Granite gehören meist nur mikroskopisch entwickelte Eisenerze (Pyrit, Hämatit), ferner Apatit und Zirkon, ersterer in langen dünnen oder kürzeren Prismen, der letztere in scharfkantigen, vielflächig begrenzten Formen, welche oft einen zierlichen schaligen Aufbau besitzen und gewöhnlich schlauchförmig gestaltete Einschlüsse bergen. Nach einer Berechnung A. Stelzner's enthält das Kubikmeter Lausitzer Granites nicht weniger als 1,7—2,5 kg Zirkon in Form von Mikrolithen. Aus der großen Zahl der als zufällige Gemengteile des Granites auftretenden Mineralien sind hervorzuheben: Turmalin, Topas, Zinnstein, Beryll, Cordierit (Pinit), Andalusit, Hornblende, Granat, Monazit, Dumortierit, Eisenglanz.

Der Granit ist der Typus der vollkrystallinen, gleichmäßig-körnigen Gesteine. Doch unterliegt seine Korngröße großen Schwankungen, indem z. B. in manchen Ganggraniten die Bestandteile Kopfgröße erreichen, während sie in anderen Abänderungen fast bis zur Grenze des mit bloßem Auge Unterscheidbaren herabsinken. Zwischen diesen beiden Extremen liegt die gewöhnlichste Ausbildungsweise des Granites, die mittelkörnige. Man hat somit an den Graniten grobkörnige, mittelkörnige und feinkörnige Varietäten zu unterscheiden; stellen sich in dem sonst gleichmäßig-körnigen Gemenge größere Krystalleinsprenglinge und zwar vorwiegend von Orthoklas ein, dann entstehen porphyrartige Abänderungen (Karlsbad, Eibenstock, Ochsenkopf im Fichtelgebirge, Thüringer Wald, Schwarzwald, Pyrenäen).

Nicht selten umschließen die Granite dunkelgefärbte basische Ausscheidungen, welche kugelige, linsenförmige oder ellipsoidische Gestalt, schärfere oder verschwommene Begrenzung besitzen und entweder wirre Aggregate von Biotit, Hornblende, Augit, Titanit und Feldspaten darstellen oder in seltenen Fällen eine regelmäßig schalige Anordnung dieser Gemengteile erkennen lassen (Kugelgranite, Puddinggranite).

Je nach der chemischen Natur des den Orthoklas begleitenden Plagioklases unterscheidet man:

1. normale oder Alkali-Kalkgranite, neben Orthoklas wesentlich mit dem Kalknatronfeldspat Oligoklas,

2. Alkali- oder Natrongranite (Sodagranite), neben Orthoklas mit dem Natronfeldspat Albit (Eibenstock, Altenberg im Erzgebirge, Gegend von Boston).

Die chemische Zusammensetzung dieser Granite ergibt sich aus den beiden folgenden Analysen eines normalen harzer Granitites und eines Eibenstocker Natrongranites (= [ ]): Kieselsäure: 73,71 [77,50]; Tonerde: 13,46 [14,21 nebst Fe_2O_3]; Eisenoxydul: 2,20 [Spur]; Kalkerde: 1,15 [0,10]; Magnesia: 1,93 [Spur]; Natron: 2,60 [3,35]; Kali: 4,59 [4,54].

Unter den durch Modifikation ihrer Zusammensetzung und ihrer Struktur bedingten Varietäten der Granite sind ferner hervorzuheben:

a) Granit im engeren Sinne; alle Granitgesteine, welche aus Kalifeldspat, Oligoklas nebst Quarz bestehen und sowohl hellen, wie dunklen Glimmer führen (= Zweiglimmer-Granite).

b) Granitit (Biotitgranit); Granitgesteine, welche nur dunklen Biotit, aber keinen Muscovit enthalten (Brocken, Riesengebirge, Lausitz, Ilmenau in Thüringen, Brixen in Tirol, Baveno).

c) Muscovitgranit, Granitgesteine, welche als Vertreter des Glimmers nur weißen Muscovit enthalten.

d) Lithionitgranite, bei denen der Biotit durch Lithioneisenglimmer ersetzt ist (Eibenstocker Massiv).

e) Amphibolgranit, an Stelle des Biotites tritt grüne Hornblende, in Natrongraniten blauer Riebeckit; oft noch biotitführend, dann Hornblendegranitit, zu welchem der finnländische Rapakiwi (mit großen, von Oligoklas schalig umrindeten Orthoklasen) zu rechnen ist; durch Zurücktreten des Quarzes in Syenit übergehend (Meißen).

f) Pyroxengranit, mit Diopsid, in gewissen Natrongraniten mit Ägirin, z. T. auch biotitführend.

g) Turmalingranit, ein Granitit, meist aber ein Natrongranit mit oft strahligen (sonnenartigen) Aggregaten von Turmalin und Quarz (Eibenstock, Schwarzwald, Predazzo).

h) Pegmatit, ein sehr großkörniges, nicht selten drusenreiches Aggregat von Orthoklas und Mikroklin (in bis fuß-, ja klaftergroßen Partien), weißem Quarz, der nicht selten den Feldspat in zahlreichen parallelen Stengeln dicht durchwächst (sog. Schriftgranit) und großen Tafeln von silberweißem Glimmer, zu denen sich oft säulenförmige Turmaline, zuweilen auch als zufällige Gemengteile Beryll, Topas, Granat, Andalusit, Apatit, Orthit u. a. gesellen (Granulitgebiet in Sachsen, Striegau in Schlesien, Zwiesel im Bayerischen Walde, Epprechtstein im Fichtelgebirge).

i) Aplite sind glimmerarme bis glimmerfreie, sehr feinkörnige Ganggranite.

k) Protogin oder Alpengranit ein durch Gebirgsdruck beeinflußter Granit mit Biotit und Häuten und Lamellen von hellgrünem Sericit.

Der Greisen ist ein körniges Aggregat von vorwaltendem hellgrauem Quarz und weißem, grauem, gelblichem oder grünlichem Glimmer (meist Lithionglimmer), — eine durch Silifizierung feldspatfrei gewordene Modifikation des Granites, in welchen er randlich übergeht (z. B. bei Eibenstock und Geyer im Erzgebirge). Häufige und charakteristische Begleitmineralien sind Zinnstein und Topas (Zinnwald im Erzgebirge, Schlackenwald in Böhmen, Cornwall, Banka).

Die geologischen Lagerungs- und Verbandsformen des Granites sind Stöcke, Lager und Gänge. Die Lagergranite sind den Schichtenkomplexen der archäischen Formation eingeschaltet und deshalb dieser als integrierende Glieder zuzurechnen. Die gang- und stockförmigen Granite hingegen durchsetzen die angrenzenden Schichtgesteine, sind somit jünger als diese, senden zuweilen sich z. T. wiederum verästelnde Apophysen in dieselben und haben sie in der Nähe des Kontaktes metamorphosiert. Ihre Eruption fällt zwar vorwiegend in paläozoische Zeitalter, erstreckt sich aber selbst bis in die Tertiärperiode hinein (Pyrenäen, Elba, Cordilleren).

Die Form der Granitberge ist in der Regel eine gewölbte, einem Kugelabschnitte gleichende (so die des Brockens). Ihre Oberfläche ist gewöhnlich von kolossalen wollsackähnlichen Granitblöcken besäet (Felsenmeere; siehe diese).

Die randlichen Partien der Granitmassive zeigen bald eine Anreicherung der dunkelfarbigen basischen Gemengteile, bald ein Zurücktreten derselben bei feinerem Korn (aplitische Randfazies), bald eine pegmatitische bis riesengranitische Ausbildung (Stockscheider). Eine gneißartige Struktur ist bald primär und dann meist auf die Grenzzone von Massivs und auf die Nähe von Einschlüssen beschränkt oder sekundär durch Gebirgsdruck erworben und dann unter dem Mikroskop an der Kataklasstruktur zu erkennen (Gneißgranit, Granitgneiß, Flasergranit. Vgl. S. 74).

Als porphyrische Mikrogranite lassen sich alle jene porphyrischen Ganggesteine zusammenfassen, welche als Porphyrfazies des Granites Apophysen von Granitstöcken bilden oder, etwas jünger als diese letzteren, den Hauptgranit und dessen Umgebung durchsetzen, aber doch mit diesem eine geologische Einheit bilden. Werden diese Gänge mächtiger, so nähern sie sich den Granitporphyren, ja in den mittleren Gangpartien den mittelkörnigen Graniten. Die Grundmasse dieser Gesteine weist teils echte Mikrogranitstruktur, teils eine gesetzmäßige Anordnung von Quarz und Feldspat zu radialfaseriger Gruppierung der Mineralstengel oder zu schriftgranitischer (mikropegmatitischer) Durchdringung beider Mineralien auf (Granophyre Rosenbusch's). Die porphyrischen Einsprenglinge bestehen aus dihexaëdrischen Quarzen, aus Kryställchen von Orthoklas und Plagioklas und Biotit; zuweilen jedoch fehlen unter diesen Orthoklas und Quarz, welche dann lediglich die Grundmasse zusammensetzen.

Die Pinit als Pseudomorphosen nach Cordierit führenden Quarzporphyre dürften sämtlich den Granophyren zuzurechnen sein (Bayerischer Wald, Schwarzwald, Erzgebirge). Ihre nahen Beziehungen zu den Graniten bekunden die Mikrogranite zuweilen auch darin, daß sie accessorisch Topas (Erzgebirge) oder Turmalin (Harz) führen.

27. Granitporphyr.

Der Granitporphyr besteht aus einer feinkörnigen bis dicht erscheinenden relativ grobkörnigen Grundmasse, welche porphyrische Ausscheidungen von Feldspat, Quarz und Biotit umfaßt. Die unter dem Mikroskop deutlich körnige Grundmasse des Granitporphyres ist ein Aggregat von Feldspat und Quarz, wozu als dunkle basische Gemengteile Biotit und Augit, zuweilen auch Enstatit oder Hornblende treten, welche häufig chloritisiert sind und dann der sonst bräunlichen oder graulichen Grundmasse eine grünliche Färbung verleihen. Der Quarz und Feldspat der Grundmasse sind entweder zu einem mikroperthitischen oder zu einem gleichmäßig-mikrogranitischen Gemenge verwachsen, und zwar letzteres hauptsächlich in der Nähe der meist dichteren Salbänder oder dort, wo sich das Gestein überhaupt mehr den gewöhnlichen Quarzporphyren zuneigt. In dieser Grundmasse liegen zahlreiche, oft über zollgroße, fleisch- oder ziegelrote, stark glänzende Orthoklaszwillinge, kleinere und spärlichere, gelbliche oder grünliche, matte Plagioklaskrystalle, zum Teil mit labradorartigem Schiller, sehr selten Mikrokline, erbsengroße, graue Quarzkörner, Schuppen von braunem Glimmer und rundliche Aggregate von Chlorit. Nach dem unter diesen Gesteinselementen am reichlichsten vertretenen dunklen basischen Gemengteile lassen sich Pyroxen-, Hornblende- (Syenit-) und Biotitgranitporphyre unterscheiden. Accessorisch kommt stets und z. B. in Sachsen sehr reichlich Zirkon, zuweilen auch Granat vor (bei Beucha und Wurzen). Die Quarze einiger Granitporphyre enthalten neben Flüssigkeitseinschlüssen auch Glaseinschlüsse, während in der feinkörnigen Grundmasse jede Andeutung glasiger Zwischensubstanz vollkommen fehlt. Die Orthoklase des Granitporphyres sind im Innern oft noch vollkommen aduläraähnlich klar und durchsichtig und nur von einer trüben Umwandlungsrinde umgeben oder sehr schön zonar struiert; sehr reich sind sie zuweilen an Glaseinschlüssen von rechteckiger Gestaltung. Der Granitporphyr ist in Deutschland namentlich im Leipziger Kreise bei Beucha, Brandis, Trebsen und Wurzen, ferner bei Frauenstein, Altenberg und Graupen im Erzgebirge, bei Liebenstein im Thüringer Walde entwickelt.

Alsbachit ist ein feinkörniger Granitporphyr von stellenweise aplitischer Ausbildung (Odenwald).

28. Quarzporphyr (Felsitporphyr).

Der Quarzporphyr besteht aus einer dicht erscheinenden, felsitischen Grundmasse, in welcher Krystalle von Quarz und Orthoklas, daneben

auch wohl solche von Plagioklas oder Biotit porphyrisch ausgeschieden liegen.

Die felsitische Grundmasse ist bald schimmernd, splitterig, dann sehr hart (Hornsteinporphyr), bald matt, rauh, locker, selbst erdig (Tonsteinporphyr), und besitzt am häufigsten eine rötlichbraune Farbe, neben welcher grünliche, gelbliche, graue, ja bläuliche Nüancen vorkommen, die oft auffallend rasch miteinander wechseln. Die Grundmasse zeigt, wie die Untersuchung von Dünnschliffen lehrt, eine überaus wechselnde Ausbildung. Bald läßt sich dieselbe noch in ein deutlich krystallines Aggregat der mikroskopisch ausgebildeten Bestandteile, also hauptsächlich von Feldspat und Quarz zerlegen, bei gekreuzten Nicols heben sich dann die Umrisse der einzelnen Mineralkörner scharf voneinander ab (mikrokrystalline Ausbildung), bald sinken diese Elemente der Grundmasse zu so winzigen Dimensionen herab, daß nur mit Hilfe stärkerer Vergrößerung ihr krystalliner Aggregatzustand erkannt werden kann (kryptokrystalline Ausbildung). Endlich verhält sich die Substanz der Grundmasse vollkommen wie ein isotroper Körper, welcher einerseits als Mikrofelsit noch eine gewisse Struktur zeigt und aus kleinsten unbestimmten Körnchen, zartesten Schüppchen und Fäden zusammengesetzt erscheint oder anderseits vollkommen strukturlos ist und in dieser Form das eigentliche Gesteinsglas darstellt.

Die Verbreitung und Beteiligung dieser Strukturarten der Grundmasse ist nun eine derartige, daß deren mikrogranitische Form an die oben beschriebenen Granitporphyre und porphyrischen Mikrogranite geknüpft ist, während sich kryptokrystalline, mikrofelsitische und glasige Ausbildung in wechselnden Verhältnissen an der Zusammensetzung der Grundmasse ein und desselben Quarzporphyrs beteiligen können. Herrscht die mikrofelsitische Struktur, so bezeichnet man das Gestein als Felsophyr, tritt das Gesteinsglas sehr in den Vordergrund, so wird ein Übergang zu den Pechsteinporphyren (Vitrophyren) vermittelt (siehe unten).

Was die räumliche Anordnung der Grundmassenbestandteile betrifft, so kann diese als richtungslos, fluidal oder sphäroidal bezeichnet werden. Die Fluidalstruktur verkörpert die Bewegungserscheinungen, welche innerhalb der ehedem glutflüssigen Gesteinsmasse vor sich gingen. Sie ist an glas- und mikrofelsitreichen Porphyren gut entwickelt, fehlt aber auch nicht solchen mit vorwiegend mikrokrystalliner Entwickelung der Grundmasse (Pyroxen-Quarzporphyre des Leipziger Kreises).

Die lagenförmige Struktur ist nur eine Modifikation der fluidalen, indem zarteste Schlieren von mikrofelsitischer bis kryptokrystalliner Ausbildung nahezu parallel zueinander angeordnet sind und die porphyrischen Einsprenglinge flaserig umschließen (Augustusburg in Sachsen, Tabarz in Thüringen, Weinheim im Odenwalde).

Unter den kugeligen Aggregationsformen der Grundmassenbestandteile sind zunächst hervorzuheben die echten Sphärolithe (Felsosphärite) aus homogener, radialstrahlig-büscheliger Substanz bestehend, zwischen gekreuzten Nicols ein vierarmiges, schwarzes Kreuz liefernd, ferner die Belonosphärite, Kugelgebilde, bestehend aus Radialstrahlen von Feldspat und Quarz, und endlich die Granosphärite, Zusammenballungen von regellos körniger Struktur. Die sogenannten Kugelporphyre (Pyromeride; Korsika, Wuenheim i. Oberelsaß) enthalten zahlreiche kugelige Gebilde von makroskopischen Dimensionen, welche eine radialfaserige oder konzentrisch-schalige Struktur besitzen und im Innern oft eine kleine Höhlung zeigen. Andere Porphyre führen kugelige Massen von bis Faust-ja Kopfgröße; diese bestehen aus uhrglasartigen, sich nicht berührenden konzentrischen Schalen von dichter oder radialstrahliger Masse (Lithophysen) oder sind kompakt und umschließen einen Hohlraum, der von Kalkspat, Flußspat, Amethyst und Eisenglimmerkrystallen ausgekleidet sein kann.

Bei drusiger Struktur zeigt die Grundmasse mancher Porphyre (Mühlsteinporphyre) zahlreiche, unregelmäßig gestaltete, häufig mit Quarzkrystallen ausgekleidete Höhlungen, wodurch das Gestein ein zelliges, zerfressenes Aussehen erhält (Umgebung des Inselsberges in Thüringen, Steinsberg, Handschuchsheim, Wendenkopf im Odenwald). Andere Porphyre umschließen zahlreiche, eckige Fragmente eines mit ihnen vollkommen übereinstimmenden Gesteines, wodurch sie zu Porphyrbreccien oder Trümmerporphyren werden.

In der Grundmasse des Quarzporphyres liegen Quarz, Orthoklas, Oligoklas und Glimmer in sehr wechselndem Mengenverhältnis porphyrisch ausgeschieden. Der Orthoklas erscheint in weißen, gelblichen oder rötlichen Krystallen mit stark perlmutterglänzenden Spaltungsflächen, z. T. sanidinähnlich frisch. Bei den einfachen Krystallen herrscht die Säulenform vor, die tafelförmigen sind stets zu Zwillingen verwachsen. Beim Zerschlagen des Gesteines erscheinen dieselben in quadratischem, rechteckigem oder sechsseitigem Querschnitte. Der nur in kleineren Krystallindividuen auftretende Plagioklas zeichnet sich in frischem Zustande durch die Zwillingsstreifung seiner Spaltungsflächen aus, verwittert jedoch so leicht, daß dieses Kennzeichen rasch verschwindet; er wird dann matt und später weich, selbst kaolinartig, während sich der Orthoklas noch vollkommen unverwittert erhalten hat. Einschlüsse von Grundmasse, Glas und Mikrolithen, nicht selten zonar geordnet, sind in beiden Feldspaten häufig. Der Quarz erscheint gewöhnlich in hirsekorn- bis erbsengroßen, mehr oder minder vollkommen ausgebildeten Dihexaëdern (z. B. am Auersberge bei Stollberg), zuweilen auch in unregelmäßigen Körnern, die sich als z. T. corrodierte Fragmente zerborstener Krystalle zu erkennen geben. Seine Farbe ist

graulich weiß bis dunkelrauchgrau, sein muscheliger Bruch fett- bis glasglänzend. Er enthält oft zahlreiche mikroskopische Glas-, seltener Flüssigkeitseinschlüsse, sowie solche von der felsitischen Grundmasse, alle zuweilen von dihexaëdrischer Form und nach den Konturen des Wirtes orientiert. Während Ausscheidungen von Quarz in allen, von Feldspat in den meisten Quarzporphyren vorhanden sind, erscheint Glimmer nur seltener. Er bildet dann hexagonale Täfelchen von schwarzer oder tombakbrauner, infolge von Verwitterung silberweißer, messinggelber oder roter Farbe.

Als fernere Gemengteile der Quarzporphyre sind mikroskopisch Magneteisen, Titanit, Granat, Hornblende, Apatit, Diallag, Augit, Enstatit, Zirkon und Anatas nachgewiesen worden.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Quarzporphyre hat sich ergeben: Kieselsäure 74, — Tonerde 12—14, — Eisenoxyduloxyd 2—3, — Kalk 1,5, — Magnesia 0,5, — Alkalien, unter denen Kali vorwiegend ist, 7—9.

In gewissen, oft vollkommen schwarzen Quarzporphyren des nördlichen Sachsens (Beucha-Grimma-Trebsen) ist der Gehalt an Pyroxen (Augit, Diallag, Enstatit) so beträchtlich, daß sie als Pyroxen-Quarzporphyre zu bezeichnen sind. Sie stehen mit Pyroxen-Granitporphyren in inniger Verknüpfung und sind wie diese oft reich an Plagioklas, Biotit und Magnetit.

Während die Quarzporphyre im allgemeinen arm an zufälligen Gemengteilen sind, von denen höchstens Granat, sowie Eisenkies, Epidot, Flußspat und Chlorit anzuführen sein dürften, zeichnen sie sich oft durch ihren Reichtum an accessorischen sekretionären Bestandmassen aus, welche als Mandeln, Nester und Schnüre von Kalkspat, Quarz, Chalcedon, Achat, Amethyst, Flußspat u. a. auftreten. In Thüringen (bei Elgersburg, Ilmenau und Friedrichroda) bilden Manganerze in Form von größeren Nestern, Adern und Spaltenausfüllungen technisch wichtige Bestandmassen innerhalb des Quarzporphyres.

Die Hauptzeit quarzporphyrischer Eruptionen fällt in die Periode des Rotliegenden, also der älteren Dyas, und ihre Hauptverbreitung innerhalb Deutschlands in eine Zone, welcher die Gegend bei Brilon in Westfalen, der Odenwald, der Thüringer Wald, der Südrand des Harzes, der Halle-Leipziger Kreis, das erzgebirgische Becken und zahlreiche Vorkommnisse im Erzgebirge und in Schlesien angehören; anderseits sind aus dem argentinischen Cordillerengebiete Quarzporphyre silurischen Alters bekannt geworden.

Den Quarzporphyren schließen sich die Quarzkeratophyre an; es sind dies Quarzeinsprenglinge führende, durch hohen Natrongehalt ausgezeichnete, altpaläozoische Porphyrgesteine, in denen der Orthoklas durch

Albit vertreten oder als Mikroperthit ausgebildet ist (Lastau in Sachsen, Rübeland, in der Lennegegend Westfalens, Nassau).

Durch Gebirgsdruck werden beide Gesteine schieferig deformiert (Porphyroide).

Der **Felsitfels** ist ein hartes, kompaktes Gestein von dichtem, homogenem Aussehen und weißlicher, fleischroter oder graulicher Farbe, welches mit der Grundmasse des Quarzporphyres identisch ist, also eine von porphyrischen Einsprenglingen freie Modifikation des letzteren vorstellt.

29. **Pechstein** (*Felsitpechstein*) und **Pechsteinporphyr** (*Vitrophyr*).

Der Pechstein ist ein halb glasiges, leicht zersprengbares, an den Kanten durchscheinendes Gestein von pechähnlichem Aussehen, besitzt Fettglanz, muscheligen bis unebenen Bruch und erreicht kaum die Härte des Orthoklases. Seine vorherrschenden Farben sind dunkelgrün, braunrot und schwarz, zuweilen mit gestreifter oder wolkiger Zeichnung.

Der Pechstein ist ein natürliches, bis 8 Proz. Wasser haltiges Glas, welches gewöhnlich in innigster Verbindung mit Quarzporphyren auftritt. Seine dunkle Färbung verdankt es meist in großer Zahl ausgeschiedenen mikrolithischen Gebilden, und zwar opaken, geradlinigen, gebogenen, geknickten, knäuelförmig vereinigten schwarzen Nädelchen (Trichiten), winzigsten, das Glas gleichmäßig imprägnierenden Körnchen oder kleinen Stäbchen, die bald ohne gesetzmäßige Ordnung durcheinander liegen, bald zu parallelen, vielfach gewundenen Strömen angeordnet die Fließbewegungen des Glases vor seiner Erstarrung verkörpern (vergl. Fig. 87, S. 192).

An Krystalleinsprenglingen führen die Pechsteine am häufigsten Krystalle von Quarz, Orthoklas, Plagioklas, spärlicher solche von Biotit, Augit, Hornblende, selten Olivin und Bronzit. Pechsteine mit zahlreichen Krystalleinsprenglingen bezeichnet man als Pechsteinporphyr oder Vitrophyr.

Viele Pechsteine findet man von zahlreichen Kontraktionsspältchen, nämlich perlitischen Sprüngen durchzogen, welche im Durchschnitt kreisförmigen oder arabeskenartig verschlungenen Verlauf besitzen und manchmal geradezu den Zerfall des Gesteines zu erbsengroßen Körnern mit schaliger Ablösung verursachen. Da diese Sprünge die fluidalen Mikrolithenströme unabhängig von deren Verlauf durchkreuzen, so können sie erst mit oder nach Verfestigung des Gesteines entstanden sein.

Eine weite Verbreitung in den Pechsteinen, besonders in jenen der Meißener Gegend besitzt eine mikrofelsitische bis kryptokrystalline Substanz, welche hier, zunächst den perlitischen und fluidalen Bahnen folgend, aus der hydrochemischen Umbildung des Pechsteinglases hervorgegangen ist und endlich zu derjenigen der gesamten Vitrophyrmasse dortiger Ergüsse zu gewöhnlichem, streifigen Quarzporphyr (Dobritzer Porphyr) geführt hat. Ihre Verbandverhältnisse weisen darauf hin, daß auch die Porphyre anderer

Gebiete (Wechselburg, Erzgebirgisches Becken) aus Pechsteinen hervorgegangen sind, und da die sekundären Quarzporphyre hinsichtlich der Struktur ihrer Grundmasse sich in nichts von den deckenförmigen Quarzporphyren anderer Gebiete unterscheiden, so scheint es fraglich zu sein, ob überhaupt der felsitischen Grundmasse der Quarzporphyre eine primäre Entstehung zugeschrieben werden darf (A. Sauer).

Losgerissene Bruchstücke des Nebengesteines umschließt ebenso wie der Quarzporphyr zuweilen auch der Pechstein, so solche von Gneiß, Glimmerschiefer und Phyllit; doch haben dieselben in ersterem wie letzterem Magma nicht die geringste Schmelzwirkung erfahren. Die Kugeln des »Kugelpechsteines« von Spechtshausen wurden von E. Kalkowsky als rundum abgeschmolzene Fragmente eines fremden Quarzporphyres mit einer felsitischen Erstarrungszone des Pechsteinmagmas gedeutet, während sie nach A. Sauer zu den oben besprochenen sekundären Umbildungsprodukten des Pechsteinglases gehören.

In Deutschland ist der Pechstein namentlich in dem Porphyrgebiete von Meißen verbreitet, wo er mit Quarzporphyren und Tuffen verknüpfte Ergüsse bildet. Ferner sind isolierte gangförmige Vorkommen dieses Gesteines in den Distrikten zwischen Tharandt und Freiberg, sowie bei Leisnig und Colditz vorhanden, während dem Rotliegenden von Zwickau-Lugau-Chemnitz ein Pechsteinlager eingeschaltet ist, welches nach dem Hangenden und Liegenden in Quarzporphyr übergeht. Auch die Vitrophyre von Auer und Castelrutt (Südtirol sowie von Lugano sind mit Porphyren verknüpft, ebenso die Pechsteingänge der Insel Arran. Diese sind in der Menge ihrer porphyrischen Einsprenglinge (sanidinartiger Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Magnetit und Hornblende) großen Schwankungen unterworfen und weisen ebenfalls felsitische Trübungen der Grundmasse auf, welche von Hornblendemikrolithen erfüllt ist, die sich zu den zierlichsten farnwedelartigen Gebilden gruppieren können (Fig. 91).



Fig. 91. Farnwedelähnliche Hornblendegebilde im Pechstein von Arran. Nach *F. Zirkel*.

30. **Liparit, Rhyolith** oder **Quarztrachyt.**

Die typisch ausgebildeten Liparite sind sehr kieselsäurereiche, porphyrische Gesteine, sind mit den Quarzporphyren petrographisch auf das engste verwandt, und bestehen aus einer fast dichten Grundmasse, in welcher Krystalle von Feldspat, Quarz, Biotit und Hornblende ausgeschieden liegen.

Die Grundmasse ist ähnlich jener der Quarzporphyre felsitisch, dicht, zum Teil hornstein-, pechstein- oder tonsteinartig, weißlich, gelblich, hellgrau oder lichtrötlich gefärbt, besitzt nicht selten ein zelliges, poröses oder rauhes Aussehen und enthält Blasen und unregelmäßige Hohlräume. In letzterem Falle ist das Gestein reich an Nestern, Trümern und Mandeln von Hornstein, Jaspis, Quarz und Amethyst. Die Blasen sind zwar gewöhnlich rundlich, oft aber auch sämtlich nach einer Richtung in die Länge gezogen, zuweilen auch ganz regellos gestaltet und sehr häufig von einer chalcedonartigen Substanz inkrustiert.

Unter dem Mikroskope löst sich die dichte Grundmasse mancher Liparite in ein mikrogranitisches Aggregat von viel Sanidin, wenig Plagioklas, Quarz, etwas Biotit und Hornblende und mehr oder weniger glasiger Substanz auf, die Grundmasse der meisten Liparite jedoch ist ausgezeichnet mikrofelsitisch, zum Teil mit faseriger oder sphärolithischer Aggregation der Teilchen und mehr oder weniger bedeutender Beimengung von glasiger Substanz, oder sie ist endlich eine reine Glasbasis mit Mikrolithen. Für die Liparite ist Sphärolithführung und Fluidalstruktur der Grundmasse geradezu charakteristisch. Besteht letztere fast nur aus Sphärolithen, so bezeichnet man diese Modifikation als Sphärolithfels. Gewisse Liparite z. B. Ungarns führen Hohlräume, die durch konzentrische, fast frei aufeinander folgende, radialstrahlig aufgebaute Schalen von Felsit rosettenartig gekammert erscheinen (Lithophysen).

In dieser Grundmasse liegen ausgeschieden: Quarz in rauchgrauen oder wasserhellen, scharfbegrenzten Körnern oder dihexaëdrischen Krystallen, mit muscheligem Bruche und mit Glasglanz, mit viel Glaseinschlüssen. Häufig ist der Quarz erst durch das Mikroskop nachzuweisen. Tridymit nimmt in Form dachziegeliger Aggregate und selbständiger Einzelkryställchen an der Zusammensetzung vieler Liparite teil und findet sich in oder um Hohlräume angesiedelt. Sanidin, rissige Krystalle von mitunter wasserheller Beschaffenheit, oft als kleine tafelförmige Individuen, meist in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetze. Plagioklas, meist nur spärlich vorhanden, steht in seiner Zusammensetzung zwischen Oligoklas und Albit und dürfte zuweilen fast reiner Albit sein. Schwarzer Glimmer in kleinen Blättchen, namentlich in sanidinreichen, weniger in quarzreichen Lipariten. Hornblende in vereinzelten schwarzen Säulchen, hier und da Augit in hellgrünen Körnern, endlich Apatit und Magnetit, sowie selten Granat, Cordierit, Bronzit, Hypersthen, Topas, Turmalin.

Der Kieselsäuregehalt der Liparite beträgt 75—77 %.

Je nach der strukturellen Ausbildung der Liparitgesteine unterscheidet man:

eigentlichen (lithoiden) Liparit mit wechselnder, oft höchst spärlicher Menge von porphyrischen Einsprenglingen und mit bald mikrokrystalliner,

bald mikrofelsitischer Grundmasse, zuweilen reich an Sphärolithen; den Quarzporphyren sehr nahestehend.

Nevadit, ein Liparit von fast granitischem Habitus, überaus reich an Krystallen von Quarz, Feldspat und Biotit, während die Grundmasse sehr zurücktritt, zuweilen gänzlich fehlt.

Der Liparit ist ein massiges Gestein, zuweilen stellt sich jedoch infolge paralleler Lagerung der dünnen Sanidintäfelchen oder durch lagenartige Abwechselung in der Struktur und Farbe der Grundmasse eine Art schieferiger Struktur ein. Ersteres ist namentlich bei den Lipariten des Baula-Berges auf Island, letzteres am vorzüglichsten bei den quarztrachytischen Laven vom Taupo-See auf Nord-Neu-Seeland der Fall. Auch säulenförmige Absonderung ist bei vielen Lipariten in größter Regelmäßigkeit entwickelt, so an der Hohenburg bei Bonn, am Baula-Berge, auf Palmarola.

Die Liparite besitzen eine nicht unbedeutende Verbreitung, sind jedoch als Laven unserer jetzigen Vulkane gar nicht bekannt. In Europa sind sie namentlich in Ungarn, Siebenbürgen und den Euganeen, in kleinerem Maßstabe z. B. auf den Liparischen und Ponza-Inseln und am Mont Dore vertreten.

Als Pantellerite bezeichnet man natronreiche Liparite, bei denen der Biotit durch Pyroxen ersetzt wird.

31. **Liparitgläser.**

Liparitpechstein, ein schwärzliches, grünliches, bräunliches oder gelbliches Glas, mit 5 bis 9 % Wasser, reich an Mikrolithen und oft auch an porphyrischen Einsprenglingen. Auf Island (im direkten Verbande mit Liparit), in der Auvergne, in der Gegend von Schemnitz, in den Euganeen, namentlich aber auf der schottischen Insel Eigg.

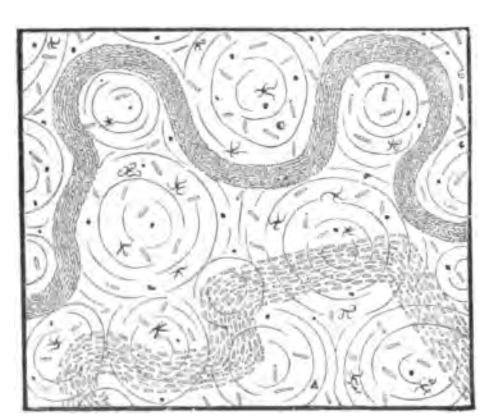


Fig. 92. Mikrostruktur des Perlites. Nach *F. Zirkel.*

Der Liparitperlit, kurz Perlit, eine glas- oder emailartige Masse von meist graublauer Färbung, welche aus hirse- bis erbsengroßen, zwiebelschalig gebauten Körnern zusammengesetzt ist. Öfters platten sich dieselben gegen einander ab oder lassen schmale Glasbänder von bimssteinartiger, faseriger Struktur zwischen sich. Zuweilen stellen sich mikrofelsitische Partien oder radial faserig struierte Sphärolithe ein. Die perlitischen Sprünge sind Erstarrungsrisse, welche wie beim Felsitpechstein die Mikrolithenströme gesetzlos durchschneiden (Fig. 92).

Die Perlite führen dieselben porphyrischen Einsprenglinge wie der Liparitpechstein, mit welchem sie meist auch vergesellschaftet sind (bei Schemnitz, Telkibanya, Euganeen). Ihr Wassergehalt ist meist geringer als derjenige der Pechsteine.

Die Liparitobsidiane sind dunkelbraune oder -grüne bis schwarze, sehr wasserarme bis wasserfreie Liparitgläser, zugleich arm an Einsprenglingen, doch meist erfüllt von den verschiedenartigsten Mikrolithen und Trichiten, sowie streifenweise mit Sphärolithen. Sehr oft mit ausgezeichneter Mikrofluktuationsstruktur (vergl. Fig. 86, S. 192). Verbreitet auf Lipari, Island und Neuseeland, sowie in Mexico und den Rocky Mountains (National-Park). Die Obsidiane von Cerro de las Navajas (Mexico) verdanken ihren eigenartigen Schiller langgezogenen Hohlräumen (Tenne) oder zartesten Lamellen eines anders gearteten Glases (Zirkel). In manchen Obsidianen, so des Yellowstone National-Parkes stellen sich z. T. sehr reichliche Lithophysen ein (s. S. 227).

Der Liparitbimsstein ist ein blasiger, schwammiger oder schaumiger Obsidian von meist lichtgelblicher oder lichtgraulicher Farbe (Lipari, Island, Schemnitz).

2. Quarzfreie Orthoklasgesteine; Familie des Syenites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas und Hornblende, Biotit oder Augit.

32. Syenit.

Der Syenit ist in seiner typischen Ausbildung als Hornblendesyenit (z. B. bei Meißen und im Plauenschen Grunde bei Dresden) ein krystallinisch körniges Gemenge von Orthoklas und Hornblende, zu denen sich sehr häufig Oligoklas und manchmal Biotit gesellt. Der Orthoklas (meist natronhaltig) ist der vorwaltende Gemengteil, neigt oft zu tafelförmiger Entwickelung seiner dann meist Karlsbader Zwillinge bildenden Individuen, und besitzt eine rötliche oder weißliche Farbe. Plagioklas stellt sich z. B. im Syenit des Plauenschen Grundes reichlich ein. Die Hornblende bildet kurze Säulen von dunkelgrüner oder schwarzer Farbe.

In gewissen Syeniten wird die Hornblende ganz oder größtenteils ersetzt durch Augit oder Biotit. Der Augit kann in Krystallen oder in unregelmäßigen Körnern auftreten, welche im Dünnschliffe meist lichtgrün gefärbt erscheinen (Malakolith), selten mit bräunlichen oder grauvioletten Farben durchsichtig werden. Der Glimmer ist stets Magnesiaglimmer von dunkelbrauner oder schwarzgrüner Farbe. Ein charakteristischer Gemengteil vieler Syenite ist rötlich- bis dunkelbrauner Titanit.

Unter dem Mikroskope ist in fast allen Syeniten Magnetit, in vielen Apatit, in den meisten spärlicher Quarz nachgewiesen worden, während

glasige Zwischenmasse vollständig fehlt, die Ausbildungsweise des Syenites somit eine durchaus krystallinische ist.

Je nachdem sich zum Orthoklas entweder Hornblende oder Augit oder Glimmer gesellen, gliedern sich die Syenite in Hornblendesyenite, Augitsyenite und Glimmer-(Biotit-)syenite. Der Augitsyenit und der ihm nahestehende Monzonit (beide mit Augit, Hornblende und Biotit in schwankenden gegenseitigen Mengenverhältnissen) sind zugleich reich an Oligoklas und Labrador (Monzoni, Gröba a. d. Elbe, Südnorwegen) und gehen dann z. T. in Diabase, z. T. aber in Hornblendesyenite über. Eine mittelkörnige porphyrische Varietät des Glimmersyenites ist der schwarzwälder Durbachit Sauer's.

Die chemische Zusammensetzung des Syenites aus dem Plauenschen Grunde ist die folgende: Kieselsäure 59,0, — Tonerde 17,0, — Eisenoxydul und -oxyd 7,0, — Kalkerde 5,0, — Magnesia 2,5, — Kali 6,5, — Natron 2,4 und geringer Wassergehalt.

Von den zahlreichen zufälligen Gemengteilen des Syenites sind neben Titanit noch Epidot (sekundär), Orthit, Magneteisen, Schwefelkies anzuführen. Das Magneteisen tritt nicht nur strichweise in Gestalt feinkörniger Imprägnationen als zufälliger Gemengteil, sondern auch in mächtigen und weit ausgedehnten unregelmäßigen Stöcken oder Lagern innerhalb der Syenite auf (New-Jersey, New-York, Canada).

Die Korngröße der syenitischen Gesteinselemente schwankt zwischen grob- und mittelkörnig.

Der Syenit ist wie der Granit ein massiges Gestein, besitzt eine echt granitische Struktur und durchsetzt seine Nebengesteine selbständig oder verknüpft mit Graniten und Hornblendegraniten in z. T. ausgedehnten Stöcken (Lakkolithen); ferner tritt er in schmalen Gängen von verhältnismäßig grobkrystalliner Beschaffenheit, viel verbreiteter aber in solchen von dichter, porphyrischer Struktur (vergl. S. 231) auf.

Wie an die normalen Granite die Alkaligranite, so schließen sich an die Syenite die Alkalisyenite, bei denen die Feldspate durch Mikroperthit, Natronorthoklas sowie Albit vertreten sind. Im Nordmarkit gesellt sich zu diesen wenig Biotit, im Laurvikit Augit und etwas Hornblende.

33. **Quarzfreier Orthoklasporphyr** (Orthophyr).

Während der Quarzporphyr Granitmaterial in porphyrischem Habitus repräsentiert, läßt sich der quarzfreie Orthoklasporphyr als eine porphyrische Ausbildung der syenitischen Gesteinselemente auffassen, worauf auch seine chemische Zusammensetzung hinweist. Er besteht aus einer bräunlichen oder dunkelgrauen, feldspatigen, dichten, meist matten, wesentlich von Orthoklasen gebildeten, mikrokrystallinen Grundmasse, welche zahlreiche glänzende, große Orthoklaskrystalle, dahingegen nur kleinere

und spärlichere Oligoklas-Individuen, schwarze Hornblendesäulen und dunkele Biotittafeln oder Augite, aber keine oder nur seltene mikroskopische Quarzkörner umschließt. Als zufällige Gemengteile erscheinen Magneteisenerz, Granat, Eisenglanz und bisweilen Olivin, sekundäre Carbonate, Epidot und Quarz. Die quarzfreien Orthoklasporphyre bilden decken- oder stromartige Ergüsse im Rotliegenden z. B. Thüringens und des Saar-Nahe-Gebietes.

Enthalten die quarzfreien Orthoklasporphyre neben den Orthoklaseinsprenglingen noch porphyrisch ausgeschiedene Individuen von Hornblende, oder von Augit oder von Glimmer, so nennt man dieselben Hornblende-, Augit- oder Glimmersyenitporphyre.

Als syenitische Lamprophyre hat man nach Rosenbusch die ausschließlich gangförmig ausgebildeten Syenitgesteine zusammengefaßt, welche neben Orthoklas reich an Hornblende, Biotit und Augit und deshalb sehr basisch sind und eine durchaus körnig-porphyrische Struktur besitzen. Die glimmerreichen Varietäten dieser syenitischen Ganggesteine bezeichnet man als Minette, die Augit und Hornblende führenden Modifikationen als Vogesit (Augit- und Hornblendevogesit). Übergänge zu den entsprechenden gangförmigen Plagioklasgesteinen, den dioritischen Lamprophyren, sind häufig.

Gewisse quarzfreie Porphyre des Eruptivgebietes von Kristiania werden wegen der rhombischen Durchschnitte ihrer Feldspateinsprenglinge Rhombenporphyre genannt. Sie bilden mächtige Decken und Gänge, welche sich als Porphyrfazies der dortigen Augitsyenite erweisen; sie sind reich an Feldspat (Anorthoklas) und führen Augit, Biotit und etwas Olivin.

Als Keratophyre bezeichnet man quarzfreie Porphyrgesteine des Silurs und Devons, deren Feldspatgemengteil Albit oder ein natronreicher Orthoklas (z. T. Mikroperthit) ist (Hof, Rübeland, Weilburg).

34. **Trachyt (Sanidintrachyt).**

Der Trachyt ist eine dem Syenit und dem quarzfreien Porphyr analoge Mineralkombination, nämlich ein quarzfreies, wesentlich aus Sanidin bestehendes Gestein, zu welchem Minerale sich mehr oder weniger reichlicher Plagioklas, sowie spärlich Hornblende, Pyroxene und Biotit gesellen. Der Habitus ist ein porphyrischer.

Die bald dichte, bald poröse und dann rauhe, graue oder bräunliche Grundmasse zerfällt unter dem Mikroskope in ein Aggregat von vorwiegenden winzigen Feldspat- (und zwar Sanidin- nebst Plagioklas-) Mikrolithen nebst Hornblendenädelchen, sowie spärlicher glasiger, selten mikrofelsitischer Zwischenmasse, und enthält makroskopische Krystalle von vorwiegendem Sanidin und von Plagioklas, auch Glimmertäfelchen und Hornblendesäulen porphyrisch ausgeschieden. Die Sanidine bilden z. T. tafelförmige, z. T. säulenförmige, rissige Krystalle, häufig von zonarem Aufbau. Sie sind fast durchweg

nach dem Karlsbader Gesetze zu Zwillingen verwachsen und erreichen, so am Drachenfels, an der Perlenhardt im Siebengebirge, 5 bis 10 cm. Sie liegen zuweilen zerbrochen im Gesteine, waren also bereits ausgebildet, als sich die Hauptmasse desselben noch in plastischem Zustande befand. Eben darauf weist auch die Erscheinung hin, daß die Sanidintafeln an manchen Lokalitäten eine parallele Anordnung wahrnehmen lassen. Sie führen in ihrer Masse zahlreiche mikroskopische Glaseinschlüsse, Dampfporen, Hornblendemikrolithen und Magneteisenkörner. Diese fremdartigen Einschlüsse beschränken sich häufig auf die Mitte der Krystalle und bilden hier einen zentralen Kern, um welchen sich eine farblose Sanidinschicht herumlegt. Der Plagioklas bildet meist kleinere Krystalle als der Sanidin und ist teils ein Natronorthoklas, teils Oligoklas. Kurze Säulen und lange Nadeln von schwarzer (im Dünnschliffe braun durchsichtiger) Hornblende oder von oft stark pleochroitischem Pyroxen (Pyroxentrachyte), oder Täfelchen von schwarzem oder braunem Glimmer (Biotittrachyte) bilden neben Sanidin die porphyrischen Einsprenglinge der Trachyte. Tridymit ist nicht allein als Ausscheidung in Drusenräumen, sondern auch als Gemengteil der Grundmasse nachgewiesen. Als weitere zufällige Gemengteile kennt man vorzugsweise Apatit, Zirkon, Titanit, Sodalith, Magneteisen, in seltenen Fällen auch Granat und Olivin.

Das Mittel der chemischen Zusammensetzung der hierhergehörigen Gesteine ist: Kieselsäure 58—65, — Tonerde 17—20, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 6, — Kalk 1,80—2,50, — Magnesia 0,80, — Kali 4—6, — Natron 4,5, — Wasser 0,22—1. — Ihr spezifisches Gewicht beträgt 2,6—2,7.

Trachyte sind u. a. in dem Siebengebirge (Drachenfels, Lohrberg, Kühlsbrunnen, Perlenhardt), im Westerwalde (Umgegend von Selters), in Steiermark (Gleichenberg), bei Neapel (Mt. Olebano, Astroni), in Siebenbürgen usw. nachgewiesen und sind als trachytische Laven z. B. auf Ischia und am Mont Dore bekannt.

Die Trachyte zeigen sowohl Übergänge nach den Phonolithen hin, wenn sie Sodalith bezw. Hauyn und Ägirin aufnehmen, als auch zu den Andesiten, wenn der Plagioklas reichlicher wird. In verwittertem Zustande sind die Trachyte oft von Chalcedon durchtränkt oder von Opal durchzogen (Ungarn).

Als Domite werden äußerst feinkörnige und spröde Trachyte der Auvergne, als Sanidinite grobkörnige, sanidinreiche Auswürflinge z. B. aus der Umgebung des Laacher Sees bezeichnet. Dieselben sind hier außerordentlich reich an zufälligen Mineraleinschlüssen, z. B. Hauyn, Olivin, Titanit, Zirkon, Nephelin, Skapolith usw.

Piperno nennt man Trachyte mit dunklen, flammen- oder streifenartigen Schlieren von sphärolithischer Struktur (Gegend von Neapel).

Die Gläser der Trachyte (Trachytpechsteine, -obsidiane und -bimssteine) gleichen denjenigen der Porphyre und Liparite und sind von

diesen nur auf Grund ihres geologischen Verbandes und der chemischen Zusammensetzung zu unterscheiden.

3. Quarzfreie Orthoklas-Nephelin- oder -Leucit-Gesteine; Familie des Eläolithsyenites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas (Sanidin) und Nephelin (Eläolith) oder Leucit, nebst Augit, Hornblende und Biotit.

35. **Eläolithsyenit** (Nephelinsyenit).

Der Eläolithsyenit stellt ein mittel- bis grobkörniges, selten feinkörniges Gestein dar, welches im allgemeinen durch die Kombination Alkalifeldspat (Orthoklas und Albit) mit Eläolith charakterisiert ist. Der Orthoklas bildet oft größere, tafelartige, einfache Krystalle oder Karlsbader Zwillinge. Neben ihm ist Mikroklin sehr verbreitet, ebenso Mikroperthit. Albit ist bald reichlich, bald nur in kleinen Mengen vorhanden. Die derbe, fettglänzend trübe, grau, rötlich oder grünlich gefärbte Varietät des Nephelins, der Eläolith, findet sich bald prismatisch begrenzt, bald wenig oder gar nicht selbständig entwickelt; er beherbergt oft Flüssigkeitseinschlüsse, bisweilen Krystalle von Augit oder Sodalith, und liefert bei der Verwitterung zeolithartige Substanzen.

Zu dem Gemenge Alkalifeldspat-Eläolith treten, jedoch in sehr wechselnder Quantität: Hornblende, Augite (zum Teil als Ägirin), Biotit, Sodalith (in vorwiegend derber Ausbildung), ferner Titanit und Zirkon, seltener Wollastonit, Melanit, Perowskit, Olivin usw.

Schwankungen in der Zusammensetzung der Eläolithsyenite gaben Veranlassung, diesen Varietäten verschiedene Namen beizulegen; man unterschied:

Laurdalit (Brögger) mit rhombenförmigem Anorthoklas, reichlichem Biotit und diallagartigem oder diopsidischem Augit (Kristianiagebiet);

Foyait (v. Werveke), ein Gemenge von Orthoklas, Eläolith, Augit, Sodalith, Titanit, wenig Hornblende und Glimmer nebst Magnetit und Apatit (Berg Foya, Portugal, Süd-Grönland);

Miascit, in welchem schwarzer Glimmer mehr hervortritt (Ilmengebirge bei Miask);

Ditroit mit bedeutendem Mikroklin- und Sodalithgehalte (Ditro, Siebenbürgen);

Cancrinit- und Sodalithsyenit, bei denen der Eläolith zum großen Teil durch Cancrinit oder durch Sodalith vertreten ist.

Zirkonsyenit mit accessorisch zum Teil besonders häufigem Zirkon (Laurvig, Norwegen).

Die Eläolithsyenite sind auch porphyrischer Ausbildung fähig und bestehen dann als Eläolithporphyre (zum Teil Liebenerit- und

Gieseckitporphyre genannt) aus einer dichten Grundmasse mit porphyrischen Orthoklasen und Eläolithen.

Die als Gang- und Randfazies des Nephelinsyenites entwickelten Glieder des letzteren bezeichnet Rosenbusch als Tinguait. Dieser gleicht einem feinkörnigen bis dichten graugrünlichen Phonolith, führt in seiner Orthoklas-Eläolith-Ägirin-Grundmasse kleine Einsprenglinge von Orthoklas, Eläolith, und Ägirinaugit, sowie öfters kleine Mengen von Leucit (Sierra de Tingua in Brasilien, südliches Norwegen, bei Montreal, Boston).

Eläolithsyenite sind bekannt aus Südnorwegen, Dalarne, Halbinsel Kola, den Pyrenäen, Portugal (Foya), den Capverden, der Westküste von Afrika, dem Viti-Archipel, Brasilien, Canada, Neuengland, Grönland.

36. **Phonolith** (Klingstein).

Der Phonolith, ein dem Eläolithsyenit analoges jungvulkanisches Gestein ist eine dichte, meist kompakte, in frischem Zustande dunkel grünlich graue oder bräunliche, völlig quarzfreie Gesteinsmasse, auf deren unebenem, ins Splitterige verlaufendem Bruche glänzende Spaltungsflächen von porphyrisch ausgeschiedenem Sanidin erscheinen. Das Gestein besitzt eine große Neigung zu dünn plattenförmiger Absonderung und gibt beim Schlagen einen hellen Klang. Die Mikrostruktur der Grundmasse der Phonolithe ist meist eine durchaus krystallinische, da Glassubstanz sehr zurücktritt, gewöhnlich ganz fehlt. Diese Grundmasse besteht aus Tafeln oder Leisten von Sanidin, sechsseitigen Säulen von Nephelin, Kryställchen von Augit, Ägirin, Hauyn und Magnetit. Von diesen Bestandteilen waltet bald der Sanidin, bald der Nephelin vor. Mikrofluktuationserscheinungen werden häufiger bei den nephelinarmen, feldspatreichen Varietäten beobachtet. In dieser Grundmasse liegen sehr zahlreiche tafelartige Sanidinkrystalle (mit mikroskopischen Einschlüssen von Nephelin, Hauyn, Augit, Magneteisen und Glastropfen), hexagonale Säulen von Nephelin, Prismen von lichtgrünem Ägirinaugit und brauner Hornblende, Krystalle von Hauyn, Magneteisensteinkörnchen porphyrisch ausgeschieden, zu welchen sich noch als selten fehlende accessorische Bestandteile Titanitkryställchen, ferner spärliche Biotittäfelchen, Melanit und vereinzelte Plagioklase gesellen können. Anreicherung an letzteren bedingt Übergänge zu den Tephriten. Als trachytähnlich (trachytoid) werden die besonders sanidinreichen, lichtgrauen Phonolithe mit rauher, etwas poröser Grundmasse bezeichnet. Auf Klüften, in Blasen und unregelmäßig gestalteten Hohlräumen enthalten namentlich die hellfarbigen Varietäten des Phonolithes mancherlei zeolithische Mineralien, z. B. Natrolith, Chabasit, Desmin, Analcim, Apophyllit, ferner Kalkspat und Hyalit.

Als typisches Beispiel der chemischen Zusammensetzung der Phonolithe kann diejenige des Phonolithes vom Schloßberge bei Teplitz gelten: Kieselsäure 58,16, — Tonerde 21,57, — Eisenoxyd und -oxydul 2,80, — Manganoxydul 0,24, — Kalkerde 2,01, — Magnesia 1,26, — Kali 6,57, —

Natron 5,97, — Wasser 2,03, — Schwefelsäure 0,16. Vor dem Lötrohr schmilzt die Phonolithmasse zu einem grünlichgrauen Glase.

Die Phonolithe besitzen eine große Neigung zu dünn plattenförmiger, ja schieferiger Struktur und Absonderung, welche namentlich durch die parallele Anordnung der Sanidintafeln bedingt ist. Dieselben bilden meistens dom- oder glockenförmige Kuppen (Quellkuppen, vergl. S. 40), sowie Gänge von durchschnittlich geringer Mächtigkeit, und sind in dieser Lagerungsform in Europa besonders im nördlichen Böhmen (Marienberg bei Aussig, Teplitzer Schloßberg, Milleschauer), in der Lausitz (Lausche, Limberg, Hochwald bei Zittau), im Rhöngebirge (Milseburg), im Hegau (Hohentwiel, Staufen), in der Auvergne ausgebildet. Die Haupteruption der Phonolithe fällt in die zweite Hälfte der Tertiärzeit.

Den eigentlichen, wesentlich aus Sanidin und Nephelin bestehenden Phonolithen schließen sich Gesteine an, in welchen der Nephelin teilweise oder gänzlich durch Leucit vertreten wird: die Leucitphonolithe (Sanidin + Nephelin + Leucit) und die Leucittrachyte oder Leucitophyre (Sanidin + Leucit). Dieselben weisen in einer dichten dunklen, durch Verwitterung bleichenden Grundmasse Krystalle von Sanidin, Hauyn und Leucit auf. Der Hauyn ist blaugrau gefärbt, bildet mehrere Millimeter große Krystalle, welche auf dem Bruche durch ihre dodekaëdrischen Umrisse deutlich hervortreten. Der Leucit erscheint in Gestalt zahlloser, sehr kleiner, durchsichtiger, in zersetztem Zustande schneeweißer Körnchen. Aus Leucitphonolith bestehen z. B. der vulkanische Kegel von Olbrück, der Burgberg bei Rieden in der Laacher Gegend, der Perler Kopf bei Hannebach, auch im Kaiserstuhl und bei Oberwiesental im Erzgebirge (hier mit bis über wallnußgroßen Pseudomorphosen von Analcim, sowie von Kalifeldspat und Kaliglimmer nach Leucit) ist er verbreitet.

Phonolithgläser besitzen nur geringe Verbreitung und bilden besonders als Phonolithobsidiane die Rinde von Phonolithströmen (so auf Teneriffa). Sie sind schwarz gefärbt oder gebändert, indem Schlieren und Streifen von braunem mit solchen von lichterem Glase oder von kryptokrystalliner Beschaffenheit abwechseln (Eutaxitstruktur).

4. Plagioklasgesteine mit Hornblende oder Biotit; Familie des Diorites.

37. Diorit.

Der Diorit ist ein krystallinisch-körniges Gemenge von Plagioklas (und zwar meist Oligoklas, Labrador, seltener Anorthit) und Hornblende, zu welchem sich manchmal Augit, Biotit und Quarz gesellt. Der Plagioklas ist gewöhnlich weiß, gelblich oder grünlich gefärbt, auf den Spaltflächen mit deutlicher Zwillingsstreifung versehen und zuweilen, wie das Mikroskop zeigt, durch einen schalenförmigen Aufbau mit basischem Kern und saurer

Randzone ausgezeichnet. Hieraus erklärt sich die Erscheinung, daß die Verwitterung solcher Plagioklase nicht selten in deren Zentrum ihren Anfang nimmt. Er enthält zuweilen viel Flüssigkeitseinschlüsse, tritt manchmal so zurück, daß er zwischen der bei weitem vorwaltenden Hornblende nur in Mikrokrystallen zur Ausbildung gelangt ist. Die Hornblende ist meist schwärzlichgrün mit starkem Glasglanz auf den Spaltungsflächen, im Dünnschliff bräunlich oder grünlich. Sie bildet meist kurze, fast tafelförmige, blätterige Säulen oder auch zarte Nadeln und ist reich an mikroskopischen Einschlüssen, so an Dampfporen, Mikrolithen von Feldspat, Apatit und Magneteisen. Häufig unterliegt dieselbe einer Umbildung in Chlorit und Epidot, seltener einer solchen in Biotit oder Serpentin.

Wesentliche Abänderungen des normalen Typus werden dadurch hervorgerufen, daß die Hornblende einerseits vollständig durch Glimmer (im Glimmerdiorit), anderseits z. T. durch Augit (im Augitdiorit) ersetzt wird. Überdies kann Quarz, der in den normalen Dioriten höchst untergeordnet auftritt, selbst vollständig fehlt, die Bedeutung eines wesentlichen Gemengteiles gewinnen, wodurch wiederum charakteristische Modifikationen der Diorite entstehen, die als Quarzdiorite, Quarzglimmerdiorite und Quarzaugitdiorite zu bezeichnen sind. In diesen Gesteinen besitzt der Quarz einen ähnlichen Habitus wie in den Graniten, nimmt aber auch zuweilen dihexaëdrische Umrisse an, so im Tonalit, einem biotitreichen Quarzdiorit des Adamellogebietes in Südtirol. Der Pyroxen ist meist ein lichtgrüner Augit, seltener diallagähnlich, zuweilen Hypersthen oder Bronzit. Unterliegt derselbe einer Umwandlung in lichtgrüne feinfaserige Hornblende (Uralit), so resultieren Uralitdiorite (Epidiorite).

Die Struktur der Diorite ist eine bald gröber, bald feiner granitischkörnige. Eine bemerkenswerte Kugelstruktur zeigt der Anorthitdiorit von Korsika, der Corsit, der vorwiegend aus schwärzlichgrüner Hornblende, Anorthit und Quarz besteht, lokal und zwar vorwiegend in den inneren Teilen des Eruptivstockes Ansammlungen von Anorthit und Hornblende zu 5—8 cm großen Kugeln führt, die aus abwechselnden konzentrischen Lagen von radial gestellten Hornblende- und Feldspatstengeln bestehen (Kugeldiorit).

Die Diorite bilden selbständige Stöcke (Klausen in Tirol) und Gänge oder treten in enger Vergesellschaftung von Granititen, Syeniten oder Gabbros auf. Am Hudson sind sie mit Peridotiten und Noriten, in Südtirol mit Augitsyeniten, in der Herzegowina an dem 5 km langen Eruptivstocke der Jablonica mit Gabbro und Olivingabbro verknüpft, welche letztere hier das Zentrum des Massivs einnehmen und peripherisch in normale und augitführende Diorite, zuletzt aber in Quarzdiorite übergehen.

Die Eruptionen der Diorite sind nicht lediglich auf die paläozoische Zeit beschränkt, sondern reichen bis in die Tertiärzeit hinein. So setzen

die auch wohl als Banatite bezeichneten Quarzdiorite und Quarzaugitdiorite in der unteren Kreide auf, und normale Diorite im Flysch Bosniens. Aus den Anden kennt man Quarzaugitdiorite mit granitischer Struktur und granophyrischen Orthoklas-Quarzdurchwachsungen als Tiefenfazies der daselbst als Ergußgesteine auftretenden Andesite.

Die eigentlichen Gangdiorite lassen sich äußerlich von den feinkörnigen bis dichten Gangsyeniten meist nicht unterscheiden, in verwittertem Zustande auch wohl kaum mikroskopisch. Da überdies beide durch petrographische Übergänge verknüpft sind, so faßt Rosenbusch dieselben unter dem Sammelnamen der Lamprophyre zusammen. Die dioritischen Lamprophyre haben eine den Dioriten vollkommen entsprechende Zusammensetzung aus einem sauren bis basischen Plagioklas, primärer Hornblende und z. T. Augit nebst Biotit (Camptonite) oder aus Plagioklas und vorwiegendem Biotit (Kersantite). Beide sind durch Übergänge miteinander verbunden. Obwohl die Struktur oft eine äußerlich dichte ist, so erweist sie sich mikroskopisch doch stets als rein krystallin und dann entweder gleichkörnig oder aber ausgesprochen porphyrisch, sobald in einem dichten Gemenge von Feldspat und den einen oder anderen der übrigen drei Hauptgemengteile größere porphyrische Krystalle derselben ausgeschieden liegen. Eisenerze und Apatit sind gewöhnliche Übergemengteile, ebenso tritt zuweilen Olivin hinzu. Solche Gangdiorite und zwar namentlich Kersantite besitzen eine große Verbreitung, so im Erzgebirge, Frankenwald, Harz, Spessart, Odenwald, Schwarzwald, in den Vogesen usw. Die Aschaffite des Spessarts sind z. T. augitreiche, dioritische Ganggesteine, welche zahlreiche Spratzlinge (Quarze und Orthoklase) des durchbrochenen Nebengesteines enthalten. Als Monchiquit ist die eine Glasbasis enthaltende Fazies der Camptonite bezeichnet worden.

38. Porphyrit.

Der Porphyrit (Dioritporphyrit) verhält sich zum Diorit wie der Quarzporphyr zum Granit, stellt somit eine die reinste porphyrische Ausbildung zur Schau tragende Ergußfazies des Dioritmagmas dar. Die hierhergehörigen Gesteine enthalten in einer bräunlichen, grauvioletten oder dunkelgrauen Grundmasse reichliche Einsprenglinge von Oligoklas und von Hornblende in schwarzen Säulchen, oder von Biotit in sechsseitigen Täfelchen, oft auch von Pyroxen (Augit, Enstatit, Bronzit, Bastit) ausgeschieden. Hiernach zerfallen die Porphyrite in Hornblendeporphyrite (lokal pyroxenführend), und Glimmerporphyrite, die beide wiederum quarzhaltig oder quarzfrei sein können. Ihre Grundmasse gleicht in ihrer Struktur entweder jener der Quarzporphyre, d. h. sie ist felsitisch in den verschiedensten Abstufungen bis zur glasigen Ausbildung, — oder sie ist mikrolithisch und setzt sich demgemäß aus zahlreichen, oft fluidal geordneten Feldspatleistchen zusammen. Porphyrite der ersteren Art führen

zugleich Quarz (Quarzporphyrite) und zwar tritt derselbe in mikrogranitischem Gemenge oder in mikropegmatitischer Durchwachsung mit Feldspat in der Grundmasse oder aber in Dihexaëderform als Krystalleinsprengling auf. Quarzfreie, meist Augit führende Hornblendeporphyrite sind Suldenit und Ortlerit. Tritt das meist stark wasserhaltige Glas der Grundmasse in den Vordergrund, so wird das Gestein zu einem Pechsteinporphyrit. Als seltener Bestandteil der Porphyrite stellt sich Granat ein (Granatporphyrite Tirols, Porphyrit von Ilfeld), auf Hohlräumen jener des Nahegebietes Tridymit. Bei der eintretenden Verwitterung entstehen am häufigsten Carbonate, Chlorit und Limonit.

Die Porphyrite bilden Gänge und Decken, z. B. bei Ilfeld am Harz, im zentralen Thüringer Wald, im Saar-Nahegebiete, im Granite der Lausitz, ferner in dem Gebiete zwischen Meißen, Wilsdruff, Potschappel, und gehen hier lokal in Porphyritpechstein über. Letzterer ist auch in Südtirol und bei Erbendorf in Bayern vertreten.

39. Andesite und Dacite.

Die Andesite und Dacite repräsentieren eine sehr mannigfaltige jungvulkanische Gesteinsgruppe, welche eine vollkommene Parallelreihe zu den älteren Porphyriten und Quarzporphyriten bildet. Wie diese durch Übergänge mit den Diabasporphyriten einerseits und den Quarzporphyren anderseits verknüpft sind, so ist auch die Grenze der basischen Andesite (Augitandesite) gegen den Plagioklasbasalt und diejenige der Quarzandesite (Dacite) gegen die Liparite eine verschwommene.

An der Zusammensetzung der den Porphyriten analogen Andesite beteiligt sich ein Plagioklas von meist mittlerer Basizität nebst Hornblende, Biotit, Augit, Hypersthen, sowie Magnetit und Apatit, und als seltnere zufällige Bestandteile Sanidin, Olivin, Titanit, Granat, Cordierit, Tridymit, Pyrit. Die oft größere porphyrische Einsprenglinge bildenden Plagioklase besitzen häufig Zonarstruktur mit isomorpher Schichtung, indem ein sehr basischer Kern allmählich in eine saure Randzone übergeht. Die im Schliff meist dunkelbraunen porphyrisch ausgeschiedenen Hornblenden und Biotite besitzen nicht selten Anschmelzungsrinden, in welchen sich lichtgrüner Augit und Magnetit ausgeschieden haben. Der gemeine Augit ist grünlich oder bräunlich und gehört zu den verbreitetsten Gemengteilen der Grundmasse; unter den rhombischen Pyroxenen herrscht Hypersthen vor, der zuweilen mit Augit parallel verwachsen ist.

Wie bei den Porphyriten besteht die Grundmasse aus verfilzten oder fluidal geordneten Mikrolithen, unter denen meist Plagioklasleistchen vorwalten, oder aber sie ist glasig, mikrofelsitisch, selten mikrogranitisch. Das Glas ist wasserfrei, obsidianartig oder perlitisch.

Je nach dem Vorherrschen des einen oder anderen der dunkelgefärbten Bestandteile, also des Biotits, der Hornblende oder des Pyroxens unter-

scheidet man Glimmerandesite, Hornblendeandesite und Pyroxenandesite (Augit- und Hypersthenandesite), von welchen namentlich die beiden ersten und die beiden letzten innig miteinander verbunden sind. Hypersthen- und vor allem Augitandesite nehmen z. B. wesentlichen Anteil am Aufbau der Cordilleren; auch Ungarn und Siebenbürgen sind reich an ihnen. Glimmer- und Hornblendeandesite kennt man aus dem Siebengebirge (Wolkenburg), dem Westerwald, aus Zentralfrankreich, Ungarn und Siebenbürgen. Ferner spielen die Andesite unter den rezenten Laven eine große Rolle (Santorin).

Einer mittleren Zusammensetzung der Andesite entspricht annähernd diejenige des Hornblendeandesites vom Stenzelberge im Siebengebirge mit Kieselsäure 59, — Tonerde 14, — Eisenoxyd 5, — Eisenoxydul 4, — Magnesia 1,6, — Kalk 5, — Natron 5,3, — Kali 4,6, — Wasser 1,3.

Unter den sekundären Bildungen der Andesite verschiedener Fundorte sind zu erwähnen Carbonate, Chalcedon, Opal, Alunit, Chlorit, Epidot (letztere besonders in den Propyliten). Die Farbe der Andesite schwankt vom lichten Grau bis zum tiefsten Schwarz (Santorinlaven), schwärzlichgraue Töne sind häufig; den Plagioklasbasalten gegenüber unterscheiden sich die Augitandesite durch Abwesenheit makroporphyrischer Olivine, durch häufiges Auftreten größerer Plagioklaseinsprenglinge und endlich in ihren sauren Gliedern durch lichte Färbung.

Die quarzführenden oder durch sehr hohen Kieselsäuregehalt ausgezeichneten, den älteren Quarzporphyriten entsprechenden Dacite (also Quarzandesite) nähern sich in ihrem äußeren Habitus z. T. sehr den Lipariten, führen meist dihexaëdrischen Quarz ausgeschieden, besitzen bald eine felsitische, bald eine vorwiegend mikrolithische Grundmasse und führen außer Quarz die nämlichen Einsprenglinge wie die quarzfreien Andesite.

Propylite und Quarzpropylite (Grünsteintrachyte älterer Autoren) sind den Andesiten und Daciten nahestehende, aber etwas ältere vulkanische Gesteine von grünlicher Färbung, welche sich durch stets felsitische Ausbildung der Grundmasse, durch Hornblendestaub verursachte trübe Beschaffenheit der Feldspate, Beimengung von feinfaseriger, brauner und grüner Hornblende und von Epidot, endlich, bei größerem Reichtum an Einsprenglingen, durch ein fast granitporphyrisches Aussehen auszeichnen (Ungarn, Nevada).

5. Diallag oder Hypersthen führende Plagioklasgesteine; Familie des Gabbros.

40. Gabbro.

Der Gabbro ist ein granitisch körniges Aggregat von Plagioklas und Diallag. Ersterer ist meist ein sehr basischer Labrador oder Anorthit, welche durch konzentrierte Salz- oder Schwefelsäure zersetzt werden. Der

Labrador bildet mehr oder minder große, glänzende Individuen von weißlich grauer, bläulich violetter Farbe, ist oft reich an Flüssigkeitseinschlüssen, meist aber angefüllt von mikroskopischen schwarzen Nädelchen, punktförmigen Körnchen und abgerundet sechsseitigen Lamellen, welche seine trübe Färbung bedingen. Gleiches gilt zuweilen vom Anorthit. Der Saussurit, welcher aus der Zersetzung des Feldspates hervorgeht, ist dicht, mattweiß oder grünlich oder bläulichweiß, und setzt sich neben unbestimmbaren Verwitterungsprodukten aus Nädelchen von farblosem Tremolit, Körnchen von Zoisit, Epidot, Albit und Skapolith zusammen. Der Diallag ist grau bis ölgrün oder bräunlich, nach der Richtung des Orthopinakoides höchst vollkommen spaltbar, auf welchen Spaltungsflächen er metallartigen, schillernden Perlmutterglanz besitzt. Seine Individuen sind oft mehrere Zoll groß und werden nicht selten an ihren Rändern von einer grünlichen Hornblenderinde dergestalt umfaßt, daß die Hauptachsen und Spaltungsflächen beider Mineralien parallele Lage besitzen. Diese Umsäumung des Diallags durch Hornblende ist namentlich deutlich in Dünnschliffen zu beobachten und beruht auf einer Umbildung des ersteren in letztere (Uralitisierung), was zur Erzeugung von Gabbrodioriten und schließlich von Flasergabbro und Amphibolschiefern führen kann. Das Mikroskop zeigt, daß der Gabbro-Diallag oft vollkommen von dunkelbraunen oder schwarzen Mikrolamellen angefüllt ist, welche mit ihren breiten Flächen parallel dem Ortho- und Klinopinakoid gelagert sind. Die grasgrüne Varietät der Hornblende, der Smaragdit, erscheint in perlmutterglänzenden Individuen und dürfte aus dem Diallag hervorgegangen sein. Der Diallag ist nicht selten mit rhombischem Pyroxen (Enstatit, Hypersthen) parallel verwachsen. Durch die selbständige Beteiligung der letzteren am Gesteinsgemenge entstehen Übergänge zum Norit (Hyperit).

Ein häufiger Gemengteil des Gabbros ist der Olivin. Derselbe bildet gelbliche bis dunkelgrüne Körnchen, überwiegt bei manchen Gabbros an Menge selbst die Diallage, tritt aber meist erst im Dünnschliffe deutlich hervor. Ganz eigentümlich für die Gabbro-Olivine im Gegensatze zu den Basalt-Olivinen scheint ihr außerordentlicher Reichtum an Mikrolithen zu sein, welche oft hakenförmig gebogen und dann zu Sternen angeordnet sind. Die olivinreichen Gabbros werden als Olivingabbros bezeichnet (Volpersdorf, Veltlin, schottische Inseln Mull und Skye, Ödegarden in Norwegen).

Die Gemengteile des Gabbros sind zu einem granitisch körnigen, vollkrystallinen Aggregate regellos verwachsen. Gewisse kleinkörnige Modifikationen desselben sind als Beerbachit bezeichnet worden (Odenwald).

Als typisches Beispiel für die chemische Zusammensetzung normaler Gabbrogesteine mag die Analyse eines solchen aus dem Radautale im Harze angeführt werden: Kieselsäure 53,65, — Tonerde 20,77, — Eisenoxyd

0,98, — Eisenoxydul 7,61, — Kalk 9,16, — Magnesia 1,57, — Kali 1,61, — Natron 3,33, — Glühverlust 1,33.

Von zufälligen Gemengteilen sind neben Olivin bemerkenswert: Biotit, Chromit, Hornblende, Granat, Serpentin, Talk, Apatit, Zirkon, Titaneisen, Pyrit, Magnetkies, Magneteisen. Der Gabbro ist ein massiges, polyedrisch abgesondertes Gestein, welches in inniger Verknüpfung mit Graniten, Dioriten, Noriten und Serpentin mächtige Stöcke zusammensetzt. Ganz ähnliche Gesteine finden sich in genetischer Verknüpfung mit Flasergabbro (siehe diesen) und Plagioklas-Amphibolschiefern lagerartig in den Granuliten und krystallinen Schiefern eingeschaltet.

Die Eruption des Gabbros fiel nicht bloß in die paläozoische Zeit, sondern auch in weit jüngere Perioden, wie die Gabbrovorkommnisse auf Elba, den Hebriden, in Ligurien, Bosnien und der Nordschweiz (Iberg) beweisen, welche in der Kreide und dem unteren Tertiär aufsetzen. Andere bekannte Gabbrovorkommen sind z. B. die des Zobten, die von Neurode und Ebersdorf in Schlesien, des Radautales im Harze, bei Dillenburg in Nassau, am Frankenstein im Odenwald, bei Volpersdorf in der Grafschaft Glatz.

Der Forellenstein, ein diallagarmer bis -freier Olivingabbro, besteht aus einem Aggregat von Plagioklas, und zwar wohl meist Anorthit, und größtenteils zu Serpentin umgewandeltem Olivin. Der Anorthit ist graulich-weiß, teils bildet er krystallinische Partien, teils dichte matte Massen. Der Serpentin liegt in unregelmäßigen dunklen Flecken zwischen dem Feldspatgemengteil. Unter dem Mikroskope erkennt man, daß anscheinend ganz aus Serpentin bestehende Körner zuweilen noch einen Kern von Olivin besitzen, der jedoch bereits von Serpentinäderchen durchschwärmt wird. Auch in den zum Teil bereits ziemlich stark zersetzten Feldspat ziehen sich Serpentinadern hinein.

Vorkommen: Volpersdorf, Harzburg, Drammen.

11. Norit.

Die Norite sind gabbroartige Gesteine, bei denen der Diallag durch einen rhombischen Pyroxen, also Hypersthen oder Enstatit ersetzt ist und die deshalb eine vollkommene Parallelreihe zu den Gabbros bilden. Man hat demzufolge auch olivinfreie und olivinführende Glieder zu unterscheiden. Übergänge zu den Dioriten werden durch Hornblendenorite und Glimmernorite vermittelt. Im fein- bis grobkörnigen Gesteinsgemenge der Norite herrscht der Labrador gewöhnlich vor und ist in der Regel weißlichgrau, bisweilen auch grünlich, gelblich oder bläulichgrau gefärbt. Der Hypersthen ist schwärzlichbraun oder grünlichschwarz und besitzt meistenteils auf den Hauptspaltungsflächen seiner oft großblätterigen Individuen einen kupferroten Schiller und metallartigen Glanz. Dieser wird

durch Interponierung einer enormen Anzahl von unter sich und der brachydiagonalen Spaltungsrichtung parallel gelagerten, fast undurchsichtigen, gelblich- bis rotbraunen Lamellen (vielleicht von Brookit) verursacht. Bisweilen werden die Individuen des Hypersthenes von grünlichschwarzer Hornblende eingefaßt oder sind mit solcher verwachsen.

Die Norite sind granitisch-körnige, massige Gesteine, welche gang- oder stockförmig auftreten und meist mit Gabbro verknüpft sind (Klausen in Tirol, Igalliko in Grönland, Eckersund und Farsund in Norwegen, Wermland in Schweden, Paulsinsel und Küste von Labrador).

Der früher als Schillerfels, Protobastitfels oder Enstatitfels bezeichnete Norit des Radautales im Harze (Harzburgit) ist zusammengesetzt aus Enstatit und serpentinisiertem Olivin, zu welchen sich als Produkt der fortschreitenden Umwandlung des ersteren durch Wasseraufnahme noch Schillerspat (Bastit), sowie meist sehr spärlicher Anorthit und Chrom- oder Magneteisenerz gesellen. Der Enstatit ist durchscheinend, hellbräunlich bis grünlichgelb mit starkem Perlmutterglanze auf den Spaltungsflächen, während sein Umwandlungsprodukt, der Schillerspat (Bastit), stark metallischen Perlmutterglanz besitzt, grün, messinggelb oder braun gefärbt, förmlich von Körnern des serpentinisierten Olivins durchspickt und deshalb auf den Flächen seines Blätterdurchganges mit dunklen, matten Flecken gesprenkelt ist.

Noritporphyrite (Enstatitporphyrite) sind porphyrische Eruptivgesteine der Kombination Plagioklas und rhombischer Pyroxen mit dichter, meist glashaltiger Grundmasse (an der Nahe, Klausen in Tirol, Cheviot Hills in Nordengland).

Noritpechstein, eine glasreiche Modifikation der Norite, besteht aus braunschwarzer, pechglänzender Grundmasse mit porphyrischen Einsprenglingen von Plagioklas, Enstatit, sowie monoklinem Pyroxen. Cheviot Hills.

6. Plagioklas-Augit-Gesteine; Familie des Diabases und Melaphyres.

42. **Diabas** (früher Grünstein).

Der Diabas ist ein grob- bis feinkörniges, selbst dichtes, festes, zähes, grünes oder grünlichgraues Gemenge von Plagioklas und Augit, wozu sich Magneteisen, Titaneisen, Apatit und etwas Orthoklas, ferner in manchen Diabasen Hornblende, Salit, Enstatit, Olivin und Quarz gesellen. Ein chloritisches Mineral sekundärer Entstehung besitzt in den meisten Diabasen eine weite Verbreitung, fehlt aber in anderen. Der Plagioklas der Diabase ist in den körnigen hierher gehörigen Gesteinsvarietäten makroskopisch sichtbar, in den dichten Abarten nur unter dem Mikroskope nachzuweisen. Er bildet meist leisten- und tafelförmige Individuen oder unregelmäßige Körner mit deutlicher Spaltbarkeit und in frischem, freilich seltenem Zu-

stande mit der für ihre polysynthetische Zusammensetzung charakteristischen Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltungsflächen. Er gehört meist dem Labrador oder Anorthit, weniger häufig dem Oligoklas an. Äußerst frische Plagioklase zeigen bisweilen Glaseinschlüsse. Bei eintretender Zersetzung verschwindet die Zwillingsstreifung, der Feldspat wird trübe und stellt eine weißliche Masse dar, die sich bei starker Vergrößerung unter dem Polarisationsapparat als ein körneliges, kurzfaseriges, strahliges, eisblumenähnliches Aggregat von wahrscheinlich zeolithischen Substanzen erweist. Meistens wird der verwitternde Plagioklas mit Calcit durchtränkt, zugleich wandern auf Rissen Chloritschüppchen ein, oder es entwickelt sich Epidot, zuweilen bis zur vollständigen Verdrängung des Feldspates.

Der Augit, der zweite Hauptgemengteil der Diabase, bildet krystallinische, unregelmäßig konturierte Körner, seltener ausgebildete, kurzsäulige Krystallindividuen, und besitzt eine schwarze, bräunliche oder grünliche, im Dünnschliffe eine lichtbräunliche, lichtrötliche oder gelbliche Farbe. Durch metamorphische Einwirkungen wird derselbe teilweise oder gänzlich in Uralit umgewandelt (Uralitdiabas), anderseits ist in Folge hydrochemischer Zersetzung sehr gewöhnlich an dessen Stelle ein lauchgrünes, schuppiges oder faseriges wasserhaltiges Magnesia-Eisenoxydulsilikat, ein chloritartiges Mineral (Viridit), oft mit Calcit und Epidot vermischt, getreten. Als fernere Produkte der Zersetzung sind Brauneisen, Kalkspat, Serpentin, Chrysotil und Quarz allgemein in den Diabasen verbreitet und durchsetzen dieselben häufig in Trümern und Schnüren.

Ein sehr verbreiteter, wenn auch mikroskopischer Gemengteil der Diabase ist der Apatit, welcher in langen farblosen, hexagonalen Krystallnadeln die übrigen Bestandteile durchspickt, ferner Titaneisen (häufig mit weißlicher Leukoxen-Rinde), Magneteisen, Eisenkies.

Die Mikrostruktur der hierher gehörigen Gesteine ist eine durchaus körnige und zwar eine für die Diabase geradezu charakteristische. Sie äußert sich auf die Weise, daß entweder die Zwischenräume zwischen den unregelmäßig durch einander liegenden Plagioklasleisten von Augitkörnern erfüllt sind (ophitische Struktur), oder daß bei feldspatreichen Diabasen die Augite als z. T. wohl begrenzte Krystalle in einem verhältnismäßig grobkrystallinen Plagioklasgrund eingebettet erscheinen. Durch nachträgliche chemische oder dynamometamorphe Einflüsse ist diese diabasischkörnige Struktur oft mehr oder minder verwischt. Eine tiefbraune glasige Grundmasse kommt nur spärlich am Salbande mächtiger Gänge oder in der Schlackenkruste von Ergüssen des Diabases vor.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der normalen körnigen Diabase ergibt sich: Kieselsäure 50,0, — Tonerde 17,0, — Eisenoxydul und -oxyd 12,5, — Kalk 9,0, — Magnesia 5,0, — Kali 1,0, — Natron 3,0, — Wasser 2,0. — Das spezifische Gewicht beträgt etwa 2,9.

Nach der Verschiedenartigkeit ihrer Makrostruktur unterscheidet man folgende Diabas-Varietäten:

Körnigen Diabas, ein rein körniges Gemenge von deutlich erkennbaren Individuen (im Fichtelgebirge, Vogtland, bei Clausthal im Harze, bei Dillenburg in Nassau u. a. O.).

Dichten Diabas (Diabasaphanit, Spilit), das Korn der Gemengteile ist zur äußersten Feinheit herabgesunken, so daß das Gestein dicht erscheint, mikroskopisch jedoch immer noch ein feinkörniges Gemenge darstellt. Seine Farbe ist grün und wird durch hohen Chloritgehalt bedingt. Ebenso wie von Chlorit ist der Diabasaphanit stark von Carbonaten imprägniert (Rübeland, Elbingerode im Harz, Lichtenberg im Fichtelgebirge). Besonders chloritreiche Aphanite nehmen nicht selten schieferige Struktur an (Diabasschiefer).

Diabasporphyrit, porphyrisch ausgebildete Modifikation der olivinfreien Diabase.

Die dichte, unrein graugrüne bis bräunliche Grundmasse des Diabasporphyrites zeigt entweder eine durchaus krystalline oder eine äußerst dichte körnige, zum Teil auch rein glasige Ausbildung und enthält größere porphyrische Einsprenglinge von Plagioklas (Labradorporphyrit) oder von Augit und Plagioklas (Porfido verde antico) oder fast nur solche von Augit (Augitporphyrit). Bekannt sind Diabasporphyrite, z. B. in der Ruhrgegend, in Nassau (Dillenburg und Herborn), im Saar-Nahegebiet (sog. Palatinit), in den Vogesen, in Südtirol.

Variolit (Perldiabas) enthält in einer durchaus dichten, meist dunkelgrünen Grundmasse zahlreiche bis erbsengroße, felsitisch dichte, weiße bis graulichweiße oder schwach violett gefärbte Kügelchen (Variolen) ausgeschieden, welche mit der Grundmasse innig verwachsen, indessen härter als diese sind und daher bei der Verwitterung höckerig aus derselben hervorragen. Die Grundmasse der Variolite besteht zum Teil aus einem überaus feinkörnig-krystallinen Aggregat von farblosen Plagioklasleistchen, Hornblendenädelchen, Augitkryställchen und Titaneisenlamellen, an anderen Stellen sinken diese Bestandteile zu winzigsten, kaum noch bestimmbaren Mikrolithen herab, zwischen welchen endlich eine, wie es scheint, glasige, mit Körnchen und Nädelchen erfüllte Basis mehr oder weniger zur Geltung kommt. Die kugeligen Konkretionen (Variolen) stellen mehr oder minder vollkommen radialstrahlige, oft verzerrte Aggregate dar, welche in dieser ihrer Struktur den echten Sphärolithen der Quarzporphyre entsprechen, und bisweilen bald in zentraler Anhäufung, bald in radialer Gruppierung Plagioklasleistchen, Augit- und Hornblendenädelchen und Ilmenitlamellen enthalten. Die Verbreitung der Variolite ist eine geringe und stets auf die äußeren Teile gewisser Diabaslager beschränkt. Die bekanntesten Variolitvorkommnisse

sind die von Berneck (Fichtelgebirge), Planitz bei Zwickau, Reuth und Saalburg, Schönfeld (Vogtland) und an der Durance.

Kalkaphanit, eine aphanitische, chloritreiche Diabasmasse mit konkretionären Kalkspatkügelchen, welche oft so dicht neben einander auftreten, daß das diabasische Cement fast verschwindet und Kugel an Kugel gedrängt liegt. Dieses Gestein nimmt zuweilen schieferige Struktur an und wird dann als Kalkaphanitschiefer bezeichnet.

Diabasmandelstein, eine aphanitische Diabasgrundmasse, welche Mandeln von Kalkspat, also durch Infiltration ausgefüllte Blasenräume enthält.

Diabasgläser von pechsteinartigem oder vollkommen glasigem Aussehen kommen zum Teil als Salbänder von Diabasgängen, z. B. bei St. Wendel (Weiselbergit), in Finnland und Schweden (Wichtisit und Sordawalit) vor.

Die oben charakterisierten Varietäten sind durch Übergänge eng verknüpft. Durch Veränderung der Korngröße, durch das Auftreten porphyrischer Ausscheidungen oder mandelartiger Sekretionen, durch Annahme schieferiger Struktur wechselt der Gesteinscharakter des diabasischen Mineralgemenges in kurzen Zwischenräumen vollkommen (so z. B. im Vogtlande und in Nassau). Die Diabase treten gangförmig (Lausitz, Fichtelgebirge), zum Teil als intrusive Lagergänge auf, welche zuweilen das Nebengestein kontaktmetamorphisch beeinflußten, oder sie bilden gleichalterige Lager zwischen altpaläozoischen Tonschiefern, Grauwacken und Kalksteinen, mit welchen sie durch mit den Diabaseruptionen verbundene Tuffbildungen und Bombenagglomerate innig verknüpft sind. Die Oberfläche mancher Diabaslager besitzt, falls wohlerhalten, ganz das Aussehen rezenter Gekröse- und wulstiger Fladenlaven. In Deutschland sind die Diabase vorzugsweise in den Lahngegenden Nassaus, in Westfalen, im Harze, in der Lausitz, im Vogtlande und im Fichtelgebirge entwickelt. Auswärts erreichen sie im Silurbecken von Kristiania sowie in Britannien große Ausdehnung, beschränken sich aber nicht auf paläozoische Formationen, sondern setzen sogar noch im Flysch, z. B. der Allgäuer Alpen, Norditaliens und Bosniens auf.

Bei der Zusammensetzung gewisser Diabase beteiligt sich Quarz als jüngster Gemengteil in solcher Reichlichkeit, daß man dieselben als Quarzdiabase zu bezeichnen hat.

Tritt Olivin in das normale Diabasgestein, so entstehen Olivindiabase. Dieselben erlangen nicht so große Verbreitung wie die eigentlichen Diabase; zu ihnen gehören z. B. diejenigen der Dill- und Lahngegend, einzelne schottische und südgrönländische, sowie zahlreiche schwedische Diabase. Die eigentlichen Diabase sind in Sachsen, Thüringen, Fichtelgebirge, Harz weit verbreitet.

Als besonders benannte Diabasvarietäten sind noch anzuführen:

1. Proterobas (Hornblendediabas) mit primärer brauner Hornblende, rötlich braunem Augit, Plagioklas, Chlorit, Titaneisen, meist auch Magnesiaglimmer, zuweilen Titanit. Hierher gehören z. B. viele Diabasgänge des Lausitzer Granitplateaus. Ihm schließt sich der die ältere Kreide Österr. Schlesiens an zahlreichen Punkten durchsetzende Teschenit an, welcher Analcim und Natrolith als sekundäre Gemengteile führt (Rohrbach).

2. Salitdiabas (Hunnediabas) mit gewöhnlichem Augit und farblosem Salit.

3. Leukophyr, hellfarbig mit saussuritartigem Plagioklas, wenig blaßgrünem Augit, Chlorit in Menge und Titaneisen,

4. Uralitdiabas (nebst Epidiorit), mit in Uralit (grüne, faserige Hornblende) umgewandeltem Augit (s. S. 240 und 243), beides dynamometamorphe Modifikationen.

5. Ophite sind mesozoische oder noch jüngere Eruptivgesteine der Pyrenäen vom Habitus olivinfreier Diabase und bestehen aus Augit, Diallag, beide zum Teil in Uralit umgewandelt, Plagioklas, Viridit, Epidot, Apatit und Titaneisen.

Den Olivindiabasen schließen sich die Paläopikrite Gümbel's an. Dieselben haben in frischem Zustande vorwiegend aus Olivin und Augit mit Magnetit und Titaneisen bestanden, zu denen sich in meist sehr geringer Menge brauner Biotit, Hornblende und Apatit gesellt. Olivin und Augit sind jetzt überall zum größten Teile in serpentinöse und chloritische Substanzen umgewandelt (Fichtelgebirge, Vogtland, rechtsrheinisches Übergangsgebirge).

43. Melaphyr.

Der Melaphyr ist ein altvulkanisches und zwar wesentlich der Perm- und Carbonzeit angehöriges Ergußgestein, in dem sich die Mineralkombination der Olivindiabase wiederholt. Er ist ein dichtes, zum Teil porphyrisches, sehr häufig mandelsteinartig ausgebildetes Gemenge von wesentlich Plagioklas, Augit und Olivin nebst titanhaltigem Magneteisenstein und Apatit.

Die Melaphyrmasse ist in frischem Zustande dicht, zäh und hart, sie ist schwarz, grünlich, rötlich, bräunlich oder blauschwarz gefärbt, ihr Bruch ist uneben, schwach muschelig; — bei eintretender Verwitterung nimmt sie erdiges Gefüge und ihre Oberfläche eine anfänglich grüne, später ockerbraune Färbung an, riecht tonig und braust mit Säuren, enthält also durch Zersetzung von Silikaten entstandene Carbonate. Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Melaphyre können folgende Zahlen gelten; Kieselsäure 52,8, — Tonerde 19,2, — Eisenoxydul und -oxyd 9,0, — Kalkerde 9,0, — Magnesia 4,0, — Kali 3,0, — Natron 2,0, — Wasser 1,0, — Kohlensäure, Phosphorsäure und Titansäure 1,0.

Bei mikroskopischer Untersuchung ergibt es sich, daß die Grundmasse des Melaphyrs nur zum Teil krystallin ausgebildet ist, zum Teil aber aus glasiger Substanz besteht, welche sich zwischen die einzelnen Kryställchen drängt, die aber leicht zu einer fast impelluciden, meist schmutzig grünen Substanz verwittert und in welcher, oft dicht aneinander gedrängt, teils schwarze Körnchen, teils regellos zerstreute oder büschelig geordnete Trichite ausgeschieden liegen. Die Menge dieser Basis ist außerordentlich verschieden. Zuweilen bildet sie die vorwaltende Masse des

Gesteins, oft aber tritt sie nur noch als schmaler Saum der Krystalle auf, ja scheint in manchen Fällen ganz verschwunden zu sein. Mikrofluktuationsstruktur zeigt sich nicht nur durch die stromartige Anordnung der Mikrolithe, sondern auch darin, daß die Feldspat- und Augitkryställchen eine gleiche Richtung und Lage angenommen haben.

Als mikrokrystalline Gemengteile der Melaphyrgrundmasse ergeben sich unter dem Mikroskope: zwillingsstreifige Plagioklase (zuweilen mit Grundmasse-Einschlüssen erfüllt), schwarze, undurchsichtige Körner von Magneteisen, Olivin in frischem und serpentinartig zersetztem Zustande, Augit, oft an Menge stark zurücktretend, zuweilen auch Enstatit (Ilfeld), Apatit in farblosen, hexagonalen Nadeln, lokal Hornblende und Biotit.

Aus dieser im allgemeinen dichten, aphanitischen Grundmasse treten zuweilen, am häufigsten noch Plagioklase, ferner Olivine und Augite makroporphyrisch hervor.

Eine sehr charakteristische Eigentümlichkeit der Melaphyre ist ihre große Neigung zur Mandelsteinstruktur. Die Grundmasse der Melaphyrmandelsteine befindet sich gewöhnlich in einem mehr oder weniger zersetzten Zustande, ist meist grünlich-schwarz, rötlich-braun oder bläulichschwarz gefärbt und umschließt mehr oder weniger zahlreiche Mandeln. Dieselben besitzen eine mandel- oder birnförmige, kugelige oder auch langgezogen wurmförmige, zum Teil sich verästelnde Gestalt (z. B. am Lake Superior, in den südafrikanischen Maluti-Bergen) und schwanken in ihren Dimensionen zwischen Hirsekorn- und Kopfgröße. Die ursprünglichen Höhlungen verdanken Gas- und Dampfblasen, welche sich in der zähflüssigen Gesteinsmasse bildeten, ihre Entstehung und wurden später durch Absätze aus infiltrierten Mineralsolutionen ganz oder teilweise ausgefüllt. Die erste Auskleidung der Hohlräume bildet fast immer Delessit, der kleine Mandeln vollständig ausfüllen kann, während dies bei größeren durch Kalkspat, Braunspat, Achat, Jaspis, Chalcedon, Amethyst und Bergkrystall, sowie gediegen Kupfer und Silber (am Lake Superior) geschieht und endlich nicht vollkommen ausgefüllte, sondern nach innen offene Höhlungen von Kalkspat-, Quarz-, Datolith-, Prehnit- und Epidotkrystallen ausgekleidet werden.

Die Lagerungsformen der Melaphyre sind Gänge und Kuppen, namentlich aber plattenförmige Lager zwischen den Schichten der Steinkohlenformation, vorzugsweise aber des Rotliegenden, in deren Ablagerungszeit die Eruptionen des Melaphyrs fallen. In Deutschland besitzen die Melaphyre in Schlesien bei Löwenberg und Landshut, in Thüringen bei Ilmenau, am südlichen Harze bei Ilfeld, im Erzgebirgischen Becken und in der Saar- und Nahegegend eine große Verbreitung.

7. Familie der Basalte.

Durch F. Zirkel's Untersuchungen wurde die alte Auffassung, nach welcher man die Basalte für lediglich Plagioklas-Olivin-Augitgesteine hielt, beseitigt und der Kreis dieser Familie um zwei andere Hauptglieder, die Nephelin- und Leucitbasalte vermehrt, bei welchen der Plagioklas durch Nephelin oder Leucit ersetzt ist. Fehlt in diesen beiden Basalten der Olivin als Gemengteil, so bezeichnet man diese olivinfreien Varietäten als Nephelinit und als Leucitit. Später erkannte A. Stelzner in den Melilithbasalten noch eine weitere Gruppe der Basalte. Die Plagioklasbasalte einerseits und die Nephelin- und Leucitbasalte anderseits stehen sich jedoch nicht unvermittelt gegenüber. Ihre Verbindungsglieder, also die Plagioklas und Nephelin bez. Leucit zugleich führenden Basalte, werden als Basanite (falls olivinführend) und als Tephrite (falls olivinfrei) zusammengefaßt. Nimmt Glas die Stelle des Feldspates oder des ihn vertretenden Minerales ein, so entsteht Magmabasalt (olivinführend) oder Augitit (olivinfrei).

Danach gliedert sich die Familie der Basalte in folgende Arten:

Plagioklasbasalt = Plagioklas + Augit + Olivin;

{Nephelinbasalt = Nephelin + Augit + Olivin;
{Nephelinit = Nephelin + Augit;

{Leucitbasalt = Leucit + Augit + Olivin;
{Leucitit = Leucit + Augit;

{Basanit = Plagioklas + Nephelin oder Leucit + Augit + Olivin;
{Tephrit = Plagioklas + Nephelin oder Leucit + Augit;

Melilithbasalt = Melilith + Augit + Olivin.

{Magmabasalt = Glas + Augit + Olivin.
{Augitit = Glas + Augit.

Innerhalb dieser Abteilungen können sich strukturelle Modifikationen, nämlich mittel- bis grobkörnige (doleritische), feinkörnige (anamesitische) und dichte (basaltische) Varietäten wiederholen.

44. **Plagioklasbasalt** (nebst Plagioklasdolerit und Anamesit).

Der Plagioklasbasalt ist ein schwarzes, scheinbar dichtes Gestein mit mattem, splitterigem, im großen flach muscheligem Bruche. Anscheinend vollkommen homogen, erweist es sich, ganz abgesehen von mit unbewaffnetem Auge sichtbaren porphyrischen Ausscheidungen, bei starker mikroskopischer Vergrößerung der Dünnschliffe aus zweifachem Materiale zusammengesetzt, einerseits aus mikroskopischen Mineralindividuen von Plagioklas, Augit, Olivin und titanhaltigem oder reinem Magneteisen, anderseits aus einer glasigen, zuweilen gekörnelten oder mit Mikrolithen erfüllten Basis, welche die Zwischenräume zwischen den individualisierten Gemengteilen ausfüllt. Die Menge dieser amorphen Zwischenmasse schwankt in ihrem Verhältnisse zu den krystallinen Ausscheidungen sehr bedeutend. Zuweilen tritt sie

vollkommen zurück, so daß Dünnschliffe des Basaltgesteines als rein krystalline Mineralaggregate erscheinen, — oder sie stellt sich in geringer Menge ein, bleibt noch untergeordnet und ist zwischen die Mineralausscheidungen zwischengedrängt, endlich kann sie zum vorwaltenden Bestandteile der Basalte werden; dann liegen die Krystallausscheidungen isoliert in derselben eingebettet und zeigen nicht selten Fluidalstruktur.

Das mikrokrystalline Gesteinsmaterial der Feldspatbasalte besteht aus vorwaltenden Plagioklaskrystallen, — Augiten, von welchen die größeren gewöhnlich durch Glaseinschlüsse und Magneteisenkörner verunreinigt sind, — Olivin von grünlichgrauer Färbung, in sehr dünnen Schliffen ganz farblos, — Magnet- und Titaneisen in schwarzen Körnern, — zuweilen auch Nephelin in farblosen, ungestreiften Rechtecken, — Apatit in langen, farblosen Nadeln, sehr selten Leucit und Biotit.

Aus der beschriebenen, gleichartig dicht erscheinenden basaltischen Gesteinsmasse treten bisweilen porphyrisch eingesprengte größere Körner und Krystalle von Plagioklas, Augit, Olivin und Magneteisenerz hervor. Der Plagioklas ist meist ein sehr basischer Feldspat und zuweilen schalig aufgebaut. Noch deutlicher tritt die Zonarstruktur am Augit hervor, welcher im übrigen demjenigen der Diabase gleicht. Ihm gesellt sich dann und wann Bronzit zu. Ein charakteristischer und oft sehr reichlicher Gemengteil der Plagioklasbasalte ist der nur selten gänzlich fehlende Olivin. Er bildet glasglänzende, ölgrüne, meist tropfenähnliche Körner und Krystalle und bis über kopfgroße, rundliche, körnige Aggregate, welche oft auch noch Augit, Enstatit, Bronzit, Diopsid, Hornblende und Picotit enthalten. Hornblende zum Teil in zollgroßen Krystallen und kenntlich an ihren stark glänzenden Spaltungsflächen ist als zufälliger Gemengteil nicht selten. Hornblendereiche Basalte finden sich in der Rhön, im Westerwalde, Taunus, in der Eifel, in der Südlausitz und in Böhmen und werden als Hornblende-Plagioklasbasalte bezeichnet. Andere (so auf den Faröer) führen einen diallagartigen Augit, entsprechen also dem Gabbro. Die in manchen californischen Basalten verbreiteten Quarzkörnchen sind wahrscheinlich als fremde Einschlüsse aufzufassen.

In einem Basalte bei Ovifak an der Südküste der grönländischen Insel Disco kommt metallisches Eisen verwachsen mit Kohlenstoffeisen teils in Form kleiner Körner oder Kugeln, teils in größeren linsen- oder plattenförmigen bis fast 150 Pfund schweren Klumpen vor. Eisenblöcke, welche in der Nähe dieses Basaltes frei umher lagen und von Nordenskjöld 1870 entdeckt wurden, wogen bis 50000 Pfund. Eisen und zugleich Graphit führende Basalte scheinen in Grönland eine allgemeinere Verbreitung zu besitzen.

Innerhalb des Feldspatbasaltes finden sich nicht selten blasenförmige Hohlräume, welche zum Teil von den verschiedenartigsten sekundären

Mineralien ausgefüllt oder ausgekleidet sind, so vorzugsweise von Desmin, Stilbit, Natrolith, Analcim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Kalkspat, Aragonit, endlich Quarz, Chalcedon, Hyalit (= Basaltmandelsteine).

Als chemische Zusammensetzung eines typischen Plagioklasbasaltes von Linz am Rhein ergibt sich: Kieselsäure 45,1, — Tonerde 16,2, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 13,3, — Kalkerde 10,3, — Magnesia 6,3, — Kali 1,2, — Natron 3,6, — Wasser 2,4. — Spezifisches Gewicht = 2,8—2,9.

Die meisten Plagioklasbasalte brausen, wenn man sie mit Säure betupft, enthalten also Carbonate, welche aus der Zersetzung der Silikate durch die Atmosphärilien hervorgegangen sind. (Vgl. chemische Tätigkeit des Wassers S. 103.)

Die mittel- bis grobkörnige Ausbildungsform des Plagioklasbasaltes, der Plagioklasdolerit, ist vertreten z. B. am Meißner (Hessen), an der Löwenburg (Siebengebirge), auf Island, Schottland und den Faröer, — seine feinkörnige Modifikation, der Anamesit, bei Steinheim (unweit Hanau), auf der Wilhelmshöhe (bei Kassel), in Schottland, Irland und Island. Beide zeigen unverkennbare Anklänge an die Diabasstruktur.

In engster Verbindung mit den Plagioklasbasalten stehen zahlreiche rezente basaltische Laven. In petrographischer Beziehung stimmen beide vollkommen überein. Die Basaltlaven besitzen an der Oberfläche der Ströme fast durchgängig eine schlackige, poröse Ausbildungsweise, während die inneren Teile der Ströme eine völlig kompakte, steinartige Beschaffenheit zeigen.

Der Plagioklasbasalt tritt in Gängen, Kuppen, Strömen und Decken auf. Letztere sind zuweilen in vielfacher Wiederholung übereinander gelagert und bilden dann förmliche horizontale Deckensysteme. An sehr vielen Punkten seines Vorkommens besitzt der Basalt eine ausgezeichnet regelmäßige, säulenförmige oder kugelige Absonderung.

Die Eruptionen der Plagioklasbasalte fallen ihrer Mehrzahl nach in die Tertiärzeit, dauern aber auch in der Jetztzeit noch fort. Sie haben die weiteste Verbreitung von allen basaltischen Gesteinen. Zu ihnen gehören die meisten Basaltdurchbrüche der Rheinlande (z. B. Weilburg, Ölberg im Siebengebirge, Kasseler Ley, Unkel, Leiberg, Minderberg, — Landskron, Nürburg in der Eifel), sowie Hessens (Stillberg, Bausberg im Habichtswalde), ferner viele böhmische (z. B. Böhmisch Leipa, Waltsch) und solche Schonens, endlich alle Basalte Schottlands, der Hebriden, der Faröer und Islands, sowie des westlichen Nordamerikas. Von hierher gehörigen Laven sind die des Ätna und die Basaltlaven der Auvergne zu erwähnen.

45. **Nephelinbasalt** und **Nephelinit** (nebst Nephelindolerit).

Der Nephelinbasalt stellt eine schwarze, dichte, zähe Gesteinsmasse dar, welche sich in ihrem Äußeren durch nichts vom Plagioklasbasalt unterscheidet; an ihrer Zusammensetzung nehmen teil: Augit und Nephelin,

nebst Olivin, Magnetit, Titaneisen, nicht selten Perowskit, Hauyn, Hornblende, Biotit, Apatit. Der Struktur nach unterscheiden sich die Nephelinbasalte von den Feldspatbasalten durch geringfügigere Beteiligung von Glasgrundmasse an ihrer Zusammensetzung und durch ihre meist noch geringere Korngröße. Der Nephelin bildet entweder scharf konturierte, bei eintretender Verwitterung faserig erscheinende Kryställchen mit oblongen und hexagonalen Durchschnitten oder eine Art Nephelinfüllmasse zwischen dem Augit und den übrigen Bestandteilen, und nimmt dann an Menge zuweilen so ab, daß es oft nur auf mikrochemischem Wege möglich ist, die Anwesenheit des Nephelines darzutun (Kieselgallertbildung mit Ausscheidung von Kochsalzwürfelchen beim Behandeln der Schliffe mit Salzsäure). In einigen als Hauynbasalte (Hauynophyre) bezeichneten Nephelinbasalten tritt sehr reichlich Hauyn, den Nephelin fast verdrängend, ein (Neudorf im Erzgebirge, Eifel). Unter den porphyrisch entwickelten, sonst nur größere Hornblende-, Augit- oder Olivineinsprenglinge enthaltenden Varietäten ist jene z. B. im Erzgebirge verbreitete Abart auffällig, die neben erbsengroßen Olivinen bis zu mehreren Zentimetern große Biotittafeln ausgeschieden zeigt.

Als Nephelinit bezeichnet man die olivinfreien Abänderungen des Nephelinbasaltes.

Die grobkörnige Ausbildung des Nephelinbasaltes, der Nephelindolerit, besteht aus Nephelin in schon mit bloßem Auge wohl unterscheidbaren lichtgrauen, hexagonalen Säulen nebst Augit und Magnetit, sowie z. T. mit Olivin. Zufällige Gemengteile sind Titanit, Hauyn, Biotit, Melanit, Sodalith, Pseudobrookit, Apatit (in mehrere Zentimeter langen Nadeln bei Oberwiesenthal). Der Nephelindolerit besitzt eine geringere oberflächliche Verbreitung, als man früher glaubte, tritt vielmehr nur in Form größerer und kleinerer Einschlüsse, welche Schollen und Schlieren des in größerer Tiefe auskrystallisierten Magmas, also die Tiefenfazies des Nephelinbasaltes darstellen, inmitten des letzteren auf. Die bekanntesten Fundorte für Nephelindolerit sind der Katzenbuckel (Odenwald), Meiches (mit Leucit, aber ohne Olivin), die Stopfelskuppe (Thüringen), Podhorn und Schreckenstein (Nordböhmen), Oberwiesenthal (Erzgebirge), der Löbauer Berg (Lausitz).

Die eigentlichen Nephelinbasalte und die Nephelinite besitzen in dem Basaltgebiete der Lausitz, im Erzgebirge, in Böhmen, in der Rhön, im Thüringer Walde und Odenwalde große Verbreitung. Lokal nehmen dieselben blasige und mandelsteinartige Struktur an. Ihre Eruption fällt in die Tertiär- und Posttertiär-Periode; sie bilden Lavaströme, Gänge, Decken und Kuppen.

Ein altplutonisches Analogon des tertiären Nephelindolerits ist der Ijolith Finnlands, ein granitisch-körniges Gemenge von Eläolith und Pyroxen.

46. **Leucitbasalt** und **Leucitit.**

Der Leucitbasalt ist ein vorwiegend aus Leucit und Augit nebst Olivin bestehendes junges Eruptivgestein. Das Mengenverhältnis der beiden Hauptbestandteile zueinander ist ein sehr schwankendes, was sich bereits in der Gesteinsfarbe zu erkennen gibt, indem die dunkelgrauen Varietäten zugleich die leucitreichsten sind, in den schwarzen hingegen der Augit vorherrscht. Außer dem nie fehlenden Magnet- und Titaneisen führt der Leucitbasalt ebenso wie der Nephelinbasalt bald spärlich, bald sehr reichlich: Melilith, Hauyn, Glimmer, Perowskit, Melanit, Sanidin, Plagioklas und Nephelin.

Die Korngröße des Gesteins schwankt zwischen feinstkörnig und dicht. Es wird porphyrisch durch größere Einsprenglinge von Augit, Leucit, Olivin oder Hauyn. Die Leucite können bis Haselnußgröße erreichen. Solche leucitreiche Gesteine sind besonders an die Vulkane Italiens (Albaner Gebirge, Vesuv) gebunden und wurden früher als Leucitophyre bezeichnet, — ein Name, den man jetzt nur auf Leucit-Nephelin-Sanidin-Gesteine anwendet.

Die schwarze, dichte Varietät des Leucitbasaltes ist in ihrem Äußeren von dem Plagioklas- und Nephelinbasalt nicht zu unterscheiden. Erst aus der mikroskopischen Untersuchung geht ihre Verschiedenartigkeit hervor. Unter dem Mikroskope erweisen sich diese Gesteine fast durchweg als gleichmäßig feinkörnig ausgebildet, die amorphe Basis, welche bei den Plagioklasbasalten eine so wichtige Rolle spielt, tritt meist sehr zurück, fehlt oft ganz. Die mikrokrystallinen Gemengteile derartiger Leucitbasalte sind Leucit, Augit, Olivin und Magnetit, wozu sich eine gegen den vorwaltenden Leucit stets zurücktretende Menge von Nephelin gesellt.

Die olivinfreien Leucitbasalte werden als Leucitite bezeichnet.

In mikroskopisch untersuchten Dünnschliffen tritt der Leucit durch die charakteristische achtseitige Begrenzung seiner Krystalldurchschnitte und die einfache Strahlenbrechung seiner farblosen Substanz hervor, zeichnet sich aber außerdem noch durch die Eigentümlichkeit aus, fremdartige (Augit-) Nädelchen und (Schlacken-) Körnchen in großer Menge zu umhüllen und sie zu zwingen, sich innerhalb seiner Masse zu einem zentralen Häufchen oder in Zonen zu gruppieren, deren Durchschnitt ebenfalls achtseitig oder rundlich ist (vgl. Fig. 79 *c*, sowie 80 und 81, S. 191).

Über die Lagerungsverhältnisse des Leucitbasaltes gilt dasselbe, was in dieser Beziehung über die Feldspatbasalte gesagt worden ist.

Die Verbreitung der Leucitbasalte ist, soweit bis jetzt ermittelt, eine beschränktere als diejenige der Plagioklas- und Nephelinbasalte. Dieselben sind nachgewiesen in der Eifel, am Laacher See, an der Geisinger Kuppe, am Pöhlberg, Haßberg, Spitzberg, Schmiedeberg (Erzgebirge), in der Lausitz, im böhmischen Mittelgebirge, bei Rottweil (Kaiserstuhl) u. a. O.

Zu den Leucitbasalten gehören die basaltischen Laven des Albaner Gebirges, der Umgegend des Laacher Sees und zum Teil auch diejenigen der

benachbarten vulkanischen Eifel. Ihre Hauptgemengteile sind unzweifelhaft Augit und Leucit, einige derselben zeichnen sich durch einen größeren Gehalt an Melilith, andere durch Beimengungen von Hauyn (früher Hauynophyre genannt) aus. Ersterer bildet nicht nur einen Bestandteil der Grundmasse selbst, sondern ist auch in den Poren und an den Wandungen der Blasenräume auskrystallisiert (Herchenberg, Hannebacher Ley am Laacher See, Capo di Bove bei Rom).

Leucitfels, ein gelblichgraues Gestein von felsitischem Ansehen und fein poröser Struktur, welches aus mikroskopischen Leucitkrystallen mit Einschlüssen von Augit, sowie aus mikroskopischen bräunlichgelben Glimmertafeln besteht. Wyoming in Nordamerika (Zirkel).

Missourit, die granitisch-körnige plutonische Fazies des Leucitbasaltes (Montana).

47. Melilithbasalt.

Im Melilithbasalt, welcher sich von den Nephelin- und Leucitbasalten makroskopisch nicht unterscheidet, spielt der Melilith dieselbe Rolle, wie der Nephelin und der Leucit in jenen beiden Basalten. Der petrographische Charakter der Melilithbasalte ist folgender: Melilith, Augit und Olivin sind die vorwiegenden Gemengteile. Von diesen zeigen Olivin und ein Teil des Augites makroporphyrische, ein Teil des Melilithes mikroporphyrische Entwickelung, während die Hauptmenge des Augites und Melilithes die mikrokrystalline Grundmasse bildet. An der Zusammensetzung der letzteren beteiligen sich außerdem noch in untergeordneter, aber z. T. recht charakteristischer Weise: Nephelin, Glimmer, Magnetit, Perowskit, Chromit (?), spärlich Apatit und zuweilen Hauyn. In chemischer Hinsicht zeichnen sich die Melilithbasalte durch eine ungewöhnlich hohe Basizität, sowie dadurch aus, daß sie bis zu 95% durch Salzsäure zersetzbare Bestandteile enthalten. Der Melilith bildet tetragonale, leistenförmige, bis zu 1,2 mm lange Täfelchen, deren Basisflächen stets, deren Prismenflächen fast nie zu normaler krystallographischer Entwickelung gelangt sind. In frischem Zustande ist der Melilith wasserhell oder schwach gelb gefärbt und durch eine höchst charakteristische feine Streifung und Faserung ausgezeichnet. Die Melilithbasalte erreichen ihre größte Entwickelung in der schwäbischen Alb, und sind außerdem nachgewiesen im Hegau, in den Haßbergen in Bayern, im Vogtlande, bei Görlitz, Forsthaus Zeughaus (Sächs. Schweiz), Devin bei Wartenberg (NO-Böhmen), in Westnorrland, Südgrönland, am Donjo Ngai in Ostafrika.

48. Basanite und Tephrite.

Diese Basalte bilden eine Reihe, welche durch die Kombination Augit + Nephelin + Leucit + Plagioklas ausgezeichnet ist, also die Verbindung zwischen den Plagioklas-, den Nephelin- und den Leucitbasalten vermittelt.

Zu den Hauptbestandteilen derselben, Nephelin, Leucit, Plagioklas nebst Augit, kommen noch folgende: Hornblende, Glimmer, Sanidin, Hauyn, Apatit, Titanit, Magnetit und Titaneisen, sowie Olivin (= Basanite). Fehlt dieser letztere, so nennt man die Gesteine Tephrite. Beide sind schwarz bis schwärzlichgrau gefärbt, von einer gleichförmig feinkörnigen bis dichten oder durch Auftreten größerer Krystalleinsprenglinge porphyrartigen Struktur. Als solche fungieren hauptsächlich Augit und Plagioklas, bisweilen auch Biotit. Die rein körnige Fazies dieser Gesteine bezeichnet man als Theralith.

Die Tephrite zerfallen in zwei Hauptabteilungen: Nephelintephrite (Nephelin + Plagioklas + Augit) und Leucittephrite (Leucit + Plagioklas + Augit), welche beide durch gleichzeitig Nephelin und Leucit führende Glieder verbunden sind. Die weiteste Verbreitung besitzen die Nephelintephrite (Canarische Inseln, Nordböhmen, Rhön, Schweden); spärlich dagegen sind die Leucittephrite, als typische Vertreter derselben können die italienischen Leucit-Plagioklasgesteine (Rocca monfina, manche Vesuvlaven) gelten. Zu den olivinführenden Varietäten dieser Gruppe, den Basaniten, gehören u. a. die Vesuvlaven, die neben Leucit, Augit, Olivin und Magneteisen Sanidin, Plagioklas und Nephelin als krystallinische, freilich zum Teil mikroskopische Gemengteile, und neben ihnen mehr oder weniger bedeutende Mengen von Glasbasis führen. In den Poren der Vesuvlaven finden sich, vermutlich durch sublimierende Gase gebildet, Hornblende, Melanit und Sodalith auskrystallisiert. Über den allgemeinen und petrographischen Habitus dieser Laven siehe S. 38 und Petrogen. Geol. § 3.

Der Buchonit ist ein Nephelintephrit mit porphyrischer Hornblende und Glimmer.

Magmabasalt (Limburgit und Augitit): in einer mehr oder weniger reichlichen, bald rotbraunen, bald grauen bis farblosen, pechsteinartigen Grundmasse, welche sich unter dem Mikroskope als ein ausgezeichnetes Glas erweist, liegen porphyrartig schwarze Augite und glänzende Olivinkrystalle (Hyalosiderite); Limburg am Kaiserstuhl, Hessen, im böhmischen Mittelgebirge, Schonen. Fehlen in ihr die Olivine, so heißt diese Modifikation Augitit.

Basaltgläser (Basaltobsidiane). Gleich den sauren jüngeren Eruptivgesteinen (Lipariten, Trachyten usw.) sind auch die basischen Basalte glasiger Ausbildung fähig. Die Basaltgläser (Tachylit, Hyalomelan und Sideromelan) erscheinen als Salbänder von Basaltgängen, als Schlackenkrusten von Strömen, als Auswürflinge, nur selten als selbständige Trümer oder Ströme. Recht typisch sind dieselben z. B. im Vogelsberg, an der Sababurg in Hessen, namentlich aber auf Hawaii vertreten. Die Gläser sind bald vollkommen kompakt, bald blasig, bald durch Olivin-, Augit- und Plagioklas-Einsprenglinge porphyrisch. Als Bimssteine werden sie z. T. schaumig, z. T. haarförmig (Pélé's Haar) mit langgezogenen zylindrischen Gasporen.

8. Familie der Olivingesteine.

49. Peridotite.

Feldspatfreie Olivingesteine von zweifellos eruptivem Ursprunge sind selten selbständig entwickelt, vielmehr einerseits mit Olivingabbro und Norit (als Wehrlit), anderseits mit Olivindiabas (als Paläopikrit) und mit Basalt (als Pikrit) eng verknüpft. Ihr Reichtum an Olivin und der Umstand, daß sich auch die zwei häufigsten Begleiter des Olivines in diesen Gesteinen, der Amphibol und Pyroxen, ebenso wie der Olivin in Serpentin umzuwandeln vermögen, hat zur Folge, daß die Olivingesteine oft in ihrer ganzen Erstreckung, bis auf spärliche Überreste der Muttermineralien, in Serpentinmassen übergegangen sind. Man unterscheidet, je nachdem sich Olivin verbindet mit Augit und zuweilen auch Hornblende: Pikrit und Paläopikrit (siehe S. 246) — mit Diallag: Wehrlit, — mit Hornblende: Amphibolpikrit — mit Biotit: Glimmerpikrit, — mit Diopsid und Bronzit: Lherzolith, — mit Chromit: Dunit, — mit Enstatit: Enstatit-Olivinfels (siehe S. 242).

Paläopikrite und Pikrite haben eine größere Verbreitung am Fuße der schlesischen Karpathen, im Fichtelgebirge, im Vogtlande und im rheinischen Schiefergebirge, wo sie mit Diabasen vergesellschaftet auftreten, während im Harze diese und ähnliche Gesteine (z. B. Enstatit-Olivinfels oder Schillerfels und Glimmerpikrite) mit Gabbro verknüpft sind, und die äußersten basischen Endglieder der Gabbrogruppe darstellen. Auch der Kimberlit, das Muttergestein der südafrikanischen Diamanten, ist ein serpentinisierter Peridotit von z. T. breccienartiger Struktur mit Körnern von Olivin, Enstatit, Biotit und Chromit und enthält diamantführende Granat-Diopsid-Konkretionen (Beck).

2. Abteilung. Krystalline Schiefergesteine.

50. Gneiß.

Der Gneiß (Glimmergneiß) ist ein flaseriges bis schieferiges Aggregat von Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Glimmer. Es sind dies die Gemengteile des Granites, so daß sich beide Gesteine petrographisch nur durch ihre Struktur unterscheiden. Die Quarze der Gneiße sind reich an Flüssigkeitseinschlüssen, darunter häufig solche von flüssiger Kohlensäure, führen auch öfters Rutil- und Sillimanitnadeln. Mikroklin ist in manchen Gneißen reichlich, in anderen selten. Die Menge des Oligoklases pflegt mit derjenigen des Biotites zu wachsen. Die Glimmer sind teils dunkle Biotite, teils helle Muscovite.

Die Struktur des Glimmergneißes ist zwar vorzugsweise eine flaserige, ist jedoch je nach der Menge und der Gruppierung des in ihm enthaltenen,

die Schieferigkeit und die gesamte Parallelstruktur in erster Linie bedingenden Glimmers vielfachen Modifikationen unterworfen. Nach diesen unterscheidet man:

Flaserigen oder normalen Gneiß, das körnige Gemenge von Feldspat und Quarz bildet lauter einzelne, unregelmäßig linsenförmige Partien, an welche sich dünne Lamellen von Glimmer anschmiegen, so daß sie auf dem Querbruche als wellig gebogene Linien erscheinen, deren Undulationen stellenweise zu gegenseitiger Berührung gelangen, während man auf den Spaltungsflächen nur die Glimmerlagen gewahrt.

Schieferigen Gneiß, der Glimmer bildet zusammenhängende, dünne, parallele, ebenflächige Membranen, welche die einzelnen Lagen von körniger Feldspat-Quarzmasse trennen.

Lagengneiß, aus abwechselnden glimmerreichen und glimmerarmen Lagen bestehend.

Stengelgneiß, die Glimmergemengteile sind in der Schieferungsebene nach einer Richtung in die Länge gezogen (gestreckt) und schmiegen sich an stengel- und wulstförmige Feldspat-Quarzaggregate an.

Augengneiß, aus dem schieferigen oder flaserigen Gemenge treten einzelne große Orthoklase von plump linsenförmiger bis kugeliger Gestalt hervor, an welche sich die Gneißlagen anschmiegen.

Dichten Gneiß, außerordentlich feinkörnig, bald glimmerarm, bald glimmerreich. Hierher die Eurite Schwedens.

An zufälligen Gemengteilen ist der Gneiß sehr reich, unter ihnen sind hervorzuheben: Graphit, Granat, Turmalin, Epidot, Rutil, Zirkon, Augit, Hornblende, Faserkiesel, Chlorit, Apatit, Magnetkies, Magneteisenerz und Eisenkies. Die beiden letztgenannten Erze treten häufig als Imprägnationen, gewissermaßen als Wolken von Erzpartikelchen auf, welche bestimmten Zonen der Gneißschichtenreihe folgen; man bezeichnet derartige Vorkommen als Fahlbänder. Innerhalb dieser können sich die Erzteilchen zu lentikulären oder flötzähnlichen Nestern und Lagern konzentrieren.

Gewisse der oben aufgezählten accessorischen Gemengteile können in der Zusammensetzung gewisser Gneiße zu einer hervorragenden Rolle gelangen, ja den Glimmergemengteil des normalen Gneißes vollkommen verdrängen, wonach man folgende Gneißvarietäten unterscheidet:

Cordieritgneiß, zu dem Glimmer (Biotit) tritt blaugrauer Cordierit; bildet zonale Partien, z. B. in der sächsischen Granulitformation (Göhren, Lunzenau, Rochsburg, Mittweida), ferner bei Bodenmais. Nesterweise drängt der Cordierit die anderen Gemengteile stark zurück; dann entsteht massiger, körniger Cordieritfels (Dichroitfels).

Granatgneiß und Fibrolithgneiß enthalten die gewöhnlichen Gneißbestandteile, dazu noch Granat oder Fibrolith in erheblicher Menge.

Graphitgneiß, Graphit oder Graphitoid verdrängt den Glimmer ganz oder zum Teil.

Chloritgneiß, für den Glimmer ist Chlorit eingetreten; Albit oft reichlich.

Hornblendegneiß, der Glimmer ist durch Hornblende vertreten, unter den Feldspaten waltet der Plagioklas oft stark vor, Quarz fehlt z. T. gänzlich. Struktur lagenförmig oder streifig. Kann auf der einen Seite in Syenitgneiß, auf der anderen in Amphibolschiefer übergehen.

Epidotgneiß, neben Biotit viel Epidot, sowie etwas Hornblende, Granat, Titanit, Zirkon, Skapolith. Wermland.

Pyroxengneiß besteht aus Augit oder Salit, Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Granat, wenig Hornblende, Titanit, Skapolith (Niederösterreicher Wald, Südwestafrika). Tritt an Stelle des Augites Diallag, so entsteht Diallaggneiß.

In manchen Gneißdistrikten, und zwar zuerst im Erzgebirge, hat man bei den Glimmergneißen zwei Hauptvarietäten unterschieden, den Biotitgneiß und den Muscovitgneiß (grauen und roten Gneiß), deren ersterer Quarz, Feldspat und dunklen Magnesia-Glimmer, deren letzterer Quarz, viel Feldspat (z. T. reichlich Albit) und lichten Kali-Glimmer enthält. Diese Varietäten sind durch Mittelglieder (zweiglimmerige Gneiße) eng miteinander verknüpft, so daß man sie nur als Endglieder einer großen Reihe von in ihrer Glimmerführung schwankenden Gneißvarietäten betrachten darf.

Während in den Gneißen gewöhnlich Orthoklas den Plagioklas überwiegt, kann auch das umgekehrte Verhältnis eintreten, ja der Orthoklas nahezu verschwinden. Dann entstehen Plagioklasgneiße. Je nach der herrschenden Plagioklasart spricht man von Mikroklingneiß (Graubünden), Oligoklas-Biotitgneiß, Albitgneiß (Erzgebirge). Ihnen schließt sich der Kinzigit an, ein aus Plagioklas, Biotit und Granat bestehender graphithaltiger Gneiß des Schwarzwaldes.

Der Gneiß wechsellagert häufig in regelmäßigster Weise mit Glimmer-, Hornblende- und Graphitschiefern, mit Eisenerzen, Kalksteinen, Serpentin, Quarziten und Hälleflinten und bildet mit ihnen abwechslungsreiche Komplexe. Diese in Verbindung mit von Anfang an flaserigen oder durch Gebirgsdruck gneißartig flaserig bis schieferig gewordenen Eruptivgesteinen (vgl. S. 74) repräsentieren die archäische Gneißformation und wiederholen sich in der Glimmerschieferformation. Größere Territorien von solchen Gneißen finden sich im Erzgebirge, in Böhmen, Mähren, den Sudeten, im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, in Schottland, Skandinavien, Canada, den atlantischen Staaten von Nordamerika, Brasilien.

Zu den durch Gebirgsdruck gneißartig deformierten Graniten den Orthogneißen Rosenbusch's) gehören außer zahlreichen Gneißgraniten

und deren flaserigen bis schieferigen Begleitern z. B. der Protogingneiß, eine durch Strähnen und Membranen von hellgrünem Sericit geflaserte, dynamometamorphe Abart des Protogins sowie gewisse Sericitgneiße, als ebensolche, jedoch an albitähnlichem Plagioklas reiche Modifikation mancher Granite.

51. **Granulit** (Weißstein).

Der normale Granulit ist ein ebenschieferiges, feinkörniges bis dichtes Gemenge von Feldspat und Quarz mit eingestreuten kleinen roten Granaten. Der Feldspat ist der Hauptbestandteil des Granulites und bedingt durch seine lichtrötliche, lichtgelbliche oder weiße Farbe die helle Färbung dieses Gesteines. Er zeigt, wie das Mikroskop lehrt, vorwiegend eine durch perthitartige Interposition von Albitpartien hervorgerufene, faserige Struktur (Mikroperthit), oder gehört dem Mikroklin, oder dem einfach zwillingsgestreiften Plagioklas, seltener dem typischen Orthoklas an. Diese Feldspate bilden im Verein mit platten Körnchen von Quarz ein feinkörnigschieferiges Aggregat mit z. T. ausgezeichneter Kataklasstruktur, welchem sich meist noch Sillimanit zugesellt. In mikroskopischer Entwickelung treten hinzu: Rutil (in mikroskopischen braungelben, stark durchscheinenden Säulchen), mikroskopischer Turmalin und lokal auch Hercynit in saftgrünen, eckigen Körnchen. Zwischen den feldspatreichen Lagen sind platte Körner oder dünne, oft nur papierdicke Lamellen von Quarz in paralleler Lage eingeschaltet, so daß auf dem Querbruche des Gesteines eine deutliche Schieferstruktur hervortritt. Die Granaten sind meist in hirsegroßen Körnchen in den beiden anderen Bestandteilen des Granulites eingesprengt. In gewissen, vor den normalen vorwaltenden Varietäten des sächsischen Granulitgebirges stellt sich Biotit ein, dessen parallele, lagenförmige Anordnung die Schieferstruktur steigert; dann treten die Granaten zurück und es entstehen Zwischenglieder zwischen Lagengneiß und Granulit, die Biotitgranulite, welche im sächsischen Granulitgebiete auf das vielfachste mit dem normalen Granulit in schärfster Bankung und Plattung wechsellagern. Zonenweise erscheinen erbsen- bis eigroße Einsprenglinge von Orthoklas und Mikroperthit, an welche sich die dünnen Lagen des Granulites innig anschmiegen (Augengranulit). In gewissen Granuliten stellt sich blauer Cyanit (Cyanitgranulit), oder Sillimanit in radialstrahligen, die Schichtflächen bedeckenden Aggregaten (Sillimanitgranulit), in noch anderen Turmalin (Turmalingranulit) ziemlich reichlich ein. Der Forellengranulit führt Hornblendenädelchen in putzenförmigen Aggregaten.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung ergibt sich: Kieselsäure 74,50, — Tonerde 10,70, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 5,60, — Kalk 2,20, — Kali 4,00, — Natron 2,50; — spezifisches Gewicht = 2,6.

Neben der ausgezeichneten Schieferung zeigt der Granulit eine sehr regelmäßige Bankung und Plattung: er wechsellagert an manchen Aufschlußpunkten mit Cordieritgneiß, Biotitgneiß und Flasergabbro, namentlich aber mit Pyroxengranuliten (sächs. Granulitgebiet) oder mit Serpentinbänken (Waldheim, Budweis), an anderen bildet er regelmäßige Bänke zwischen dem Gneiß (Aschaffenburg, Bodenbach, im ostbayerischen Grenzgebirge, Finnland, Lappmarken) und gehört hier der archäischen Formationsreihe an. In Sachsen bildet er am nordwestlichen Abfalle des Erzgebirges ein 6 Meilen langes und 2 1/2 Meilen breites elliptisches Gewölbe (sächsisches Granulitgebirge), im Schwarzwald ausgedehnte Areale, in Böhmen tritt er bei Budweis und im Egertale, am Main bei Aschaffenburg ebenso wie in Nieder-Österreich zwischen Gneißen und Graniten auf.

52. Hälleflinta.

Die Hälleflinta ist ein dichtes, anscheinend homogenes, unter dem Mikroskope jedoch feinkrystallinisches Gestein von felsitartigem Ansehen, welches aus innig miteinander verschmolzenen, mikroskopisch kleinen Feldspat- und Quarzkörnchen zum Teil mit feinen Glimmer- und Chloritschüppchen besteht. Es ist in abwechselnden Lagen grau, gelblich, bräunlich oder grünlich bis schwärzlich gefärbt, wodurch es auf dem Querbruche bandartig gestreift erscheint. Sein Bruch ist splitterig bis muschelig, schimmernd bis matt, seine Festigkeit sehr bedeutend, vor dem Lötrohr ist es in dünnen Splittern schmelzbar. Die Hälleflinta ist als ein Gneiß zu betrachten, dessen Bestandteile zu mikroskopischer Kleinheit herabgesunken und innig verschmolzen sind. Dieselbe bildet Einlagerungen in der archäischen Gneißformation Schwedens und steht hier mit Gneißen, Glimmerschiefern und Kalksteinen in schichtenartigem Verbande.

Adinole ist ein dichtes, flachmuschelig brechendes, hornsteinähnliches, dickschieferiges Gestein von mattem, jaspisartigem Bruche, grauer, roter oder grüner Farbe oder Bänderung, welches sich durch Schmelzbarkeit und seinen hohen, bis zu 10% steigenden Natrongehalt auszeichnet, und aus einem feinstkörnigen Quarz-Albit-Aggregate mit Fleckchen von Strahlstein und Titanit oder Rutil besteht. Im Harz, in Nassau, Westfalen als Einlagerungen im Culm. Bei Lerbach, Riefensbeck u. a. O. des Oberharzes als Glied der Kontaktzonen der Diabase. Nahe mit ihnen verwandt sind die Hornschiefer der Diabaskontakthöfe, feinkörnige Aggregate von Muscovit, Sericit, Chlorit, Quarz und Albit.

53. Porphyroid.

Die Porphyroide repräsentieren ähnlich wie die Sericitgneiße (S. 258) meist durch Gebirgsdruck (Dynamometamorphose) schieferig gewordene massige Gesteine und zwar vorzüglich aus der Familie der Quarzporphyre und Quarzkeratophyre und weisen dann mikroskopische Trümmerstruktur (Mikrobreccienstruktur) auf. Andere, so die Porphyroide der Lennegegend,

repräsentieren Tuffe, die mit den letztgenannten altvulkanischen Gesteinen in Verbindung stehen.

Die Porphyroide bestehen aus einer splitterigen, feinkörnigen bis dichten, felsitähnlichen Grundmasse, welche durch dünne Lagen, Häutchen oder Lamellen von Glimmer oder Sericit ein flaseriges, bis vollkommen schieferiges Gefüge erhält, und in welcher krystallinische Körner oder Krystallindividuen von Feldspat und Quarz ausgeschieden liegen. Die Porphyroide zeichnen sich demnach im allgemeinen durch ihre kombiniert schieferig-porphyrische Struktur aus und gehen durch Überhandnahme des die Schieferung bedingenden Glimmerminerales in Schieferporphyroide und Sericitschiefer, anderseits durch dessen Zurücktreten in massige Quarzporphyre, an anderen Stellen durch Gröberwerden des Kornes in arkose- und gneißartige Gesteine (z. B. Sericitgneiße) über. Der Feldspat ist entweder Orthoklas und Mikroklin (Orthoklasporphyroide des Harzes und Michigans) oder Albit (in den Sericit-Adinol-Schiefern des Taunus und der Ardennen und in den Albitporphyroiden der Lennegegend) und besitzt weiße, gelbliche, rötliche, zuweilen auch graublaue Farbe. Die porphyrisch eingesprengten Individuen sind entweder rektanguläre Prismen oder tafelförmige Krystalle; die frischen Albite zeigen meist deutliche Zwillingsstreifung. Der Quarz ist gewöhnlich rauchgrau bis dunkelblaugrau gefärbt, besitzt starken Fettglanz, muscheligen Bruch und nicht selten dihexaëdrische, aber auch schweifartig ausgezogene Form. Das Glimmermineral ist entweder Paragonit (Michigan), oder und zwar gewöhnlich gelblichgrüner, fettglänzender, talkähnlicher Sericit (Sericitporphyroide des Harzes und Taunus).

Porphyroide sind namentlich in der Taunuskette, in der Lennegegend in Westfalen, im Schwarzatale und bei Thal im Thüringer Walde, im Ostharze, in den französischen Ardennen, auf der Oberen Halbinsel von Michigan und zwar zum Teil als Einlagerungen in der devonischen, silurischen und präcambrischen Schichtenreihe entwickelt und z. B. an der Windgälle in direktem Verbande mit nicht deformierten Quarzporphyren zu beobachten.

54. Glimmerschiefer.

Der Glimmerschiefer ist ein schieferiges Aggregat von Glimmer und Quarz, deren Mengungsverhältnis zwischen zwei extremen Endgliedern schwankt, von denen das eine fast nur aus Glimmer, das andere fast nur aus Quarz besteht (Quarzitschiefer). Der Glimmer ist in der Regel hellfarbiger Kaliglimmer (helle Glimmerschiefer, Muscovitschiefer), zuweilen dunkler Magnesiaglimmer (dunkle Glimmerschiefer, Biotitschiefer), oft aber vergesellschaften sich beide. Die Glimmerschuppen und -blättchen liegen parallel und bilden zum Teil zusammenhängende Membranen und Lamellen, wodurch die ausgezeichnet schieferige Struktur des Glimmerschiefers hervorgerufen wird. Auf den Schichtungsflächen gewisser Varietäten des letzteren (dem Faltenglimmerschiefer) tritt eine zarte parallele Fältelung

der Glimmermembranen hervor. Der Quarz liegt in Gestalt kleiner Körner, flacher Linsen und dünner, paralleler Lagen zwischen dem Glimmer, so daß er nur auf dem Querbruche des Gesteines erscheint. Glimmer und Quarz haben sich zuweilen in einzelne Lagen gesondert, so daß dünn geschieferte Glimmerlagen mit solchen von Quarz abwechseln (Lagenglimmerschiefer). Beschränkt sich endlich der Glimmer auf zarte Anflüge auf letzteren, so entstehen Quarzitschiefer. Die Farbe des Glimmerschiefers ist durch den Glimmer bedingt, demnach bei vorwaltendem Kaliglimmer hellgrau oder gelblichgrau, bei vorwaltendem Magnesiaglimmer dunkelbraun bis schwarz.

Von seinen zahlreichen accessorischen Bestandteilen sind hervorzuheben: vor allem roter oder brauner Granat, der ein höchst charakteristischer Gemengteil fast aller Glimmerschiefer ist, Turmalin, Feldspat, Amphibol, Staurolith, Chloritoid, Cyanit, Chrysoberyll, Smaragd, Korund, Andalusit, Epidot, Apatit, Graphit, Graphitoid, Eisenglimmer, Titaneisen, Rutil, Magneteisenerz, Eisenkies, Gold.

Je nach besonders reichlicher Führung eines dieser Mineralien unterscheidet man: Granatglimmerschiefer, Amphibolglimmerschiefer, Glaukophan- und Chloritoidglimmerschiefer (der Inseln Syra und Groix), Andalusit- und Staurolithglimmerschiefer, Graphitglimmerschiefer (Erzgebirge, Fichtelgebirge).

Der Glimmerschiefer zeigt außer der Schieferung eine sehr ausgeprägte Schichtung, welche durch Wechsellagerung seiner Varietäten unter sich sowohl, wie mit Quarziten, krystallinischem Kalkstein, Graphit-, Hornblende-, Talk-, Chlorit- und Augitschiefern sowie mit Erzlagerstätten noch stärker hervortritt. Er bildet das Hauptgesteinsmaterial der unteren krystallinen Schieferformation im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, im Erzgebirge, in den Sudeten, in Skandinavien, Nordamerika, Brasilien.

Den eigentlichen Glimmerschiefern reihen sich an:

die Paragonitschiefer, Natronglimmerschiefer von lichtgrünlicher oder hellgelblicher bis fast weißer Färbung (St. Gotthard, Michigan);

die Kalkglimmerschiefer, einzelne Lamellen, Lagen oder flach linsenförmige Partien von körnigem, z. T. dolomitischem Kalke werden von parallel liegenden Schuppen, Flasern und Lagen von Glimmer durchzogen, wodurch eine sehr vollkommen dick- oder dünnschieferige Struktur hervorgebracht wird (siehe auch sub 6, a). Der Glimmer kann auch hier zum Teil oder gänzlich durch Talk, Chlorit oder Sericit vertreten werden (Kalktalk-, Kalkchlorit- und Kalksericitschiefer); ihnen reiht sich an der Amphilogitschiefer, ein zartschuppiger, fettiger, grünlichweißer, kalkhaltiger Glimmerschiefer des Zillertales mit nur 40 % Kieselsäure;

die Gneißglimmerschiefer, isolierte Orthoklase in Form von rundlichen oder linsenartigen Körnern treten reichlich zu dem Glimmer und Quarz des Glimmerschiefers und bedingen ein schieferig-flaseriges Gefüge

desselben. Durch Zunahme der Feldspate gehen die Gneißglimmerschiefer in Gneiße über;

die Garbenschiefer, dickschieferige Gesteine, an deren Zusammensetzung sich wesentlich perlmutterglänzender Kaliglimmer beteiligt, der zu schuppigen oder häutigen Aggregaten verwachsen ist. Neben ihm stellen sich Blättchen von braunem Magnesiaglimmer und Quarzkörnchen, oft auch Quarzlinsen und endlich jene Konkretionen von dunkelschwarzer Farbe ein, welche auf den Schichtungsflächen in büschel- oder garbenförmigen Zeichnungen hervortreten, dem Schiefer seinen Namen verliehen haben und aus der Zersetzung von Andalusitaggregaten hervorgegangen sind. Besitzen diese Konkretionen, oder solche von zersetztem Cordierit getreidekornähnliche Gestalt, so entstehen Fruchtschiefer, wie sie z. B. bei Treuen im Vogtland, bei Lößnitz, Schneeberg und Schwarzenberg als Kontaktprodukte der durch die Granite metamorphosierten Phyllite auftreten.

Andalusitglimmerfels, ein körnig-schuppiges bis filziges Aggregat von Biotit- und Muscovitblättchen, Andalusitsäulen, Magnetitkörnern und z. T. auch Cordierit mit Quarzschmitzen und -linsen. Extremstes Umwandlungsprodukt der Phyllite im Kontakte mit Graniten z. B. des Erzgebirges.

55. **Phyllit** (Tonglimmerschiefer, Urtonschiefer).

Der Phyllit ist ein ausgezeichnet schieferiges Gestein von meist kryptokrystalliner, mitunter auch deutlich feinkörniger Struktur und vorwiegend dunkelgrauer, grünlicher oder schwarzblauer Farbe; seine Spaltungsflächen besitzen seidenartigen oder halbmetallischen Glanz. Seiner Zusammensetzung nach besteht der Tonglimmerschiefer aus fast durchgängig mikroskopisch kleinen Schüppchen von Muscovit (Sericit) und Chlorit und Körnchen von Quarz, denen sich solche von Feldspat, ferner von Turmalin, Granat, Eisenglanz und Magnetit, sowie Rutil-Mikrolithen (sog. Tonschiefernädelchen) in knieförmigen Zwillingen und gegitterten sagenitartigen Aggregaten zugesellen (Sauer, Cathrein, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. S. 169 und 227). Der Phyllit ist also ein in seinem Korne zu äußerster Feinheit herabgesunkener Glimmerschiefer, in welchen er auch die deutlichsten Übergänge bildet (Glimmerphyllit). Die chemische Zusammensetzung der Phyllite zeigt die größte Unregelmäßigkeit, so daß ihr Kieselsäuregehalt zwischen 45 und 74 % schwanken kann. Die Phyllite sind ausgezeichnet schieferig, spaltbar und auf den Spaltungsflächen sehr häufig parallel gefältelt.

Die Phyllite setzen im Verein mit Kalksteinen, Hornblendeschiefern und Quarziten die oberen Niveaus der krystallinen Schieferformation zusammen (Nordwestabfall des Erzgebirges, Böhmen, Mähren, Alpen, Pyrenäen, Skandinavien, atlantische Staaten von Nordamerika).

Als besondere, durch reichliche Führung bestimmter accessorischer Gemengteile erzeugte Modifikationen sind hervorzuheben:

Feldspatphyllit und Phyllitgneiß. Manche Phyllite des Erzgebirges, Fichtelgebirges, bayerischen Waldes enthalten zahlreiche, hirsekorn- bis fast erbsengroße Albitkörner eingesprengt und werden dann Feldspat- oder Albitphyllite genannt. Der Feldspatgehalt kann so überhand nehmen, daß die Phyllitmasse stark zurückgedrängt wird und nur noch dünne Flasern zwischen den Albiten bildet (Phyllitgneiß).

Staurolithphyllit oder -glimmerschiefer, ein glimmerschieferähnlicher Phyllit mit Staurolithkrystallen (Sterzing, Pyrenäen, Tennessee).

Ottrelithphyllit und Chloritoidphyllit, Phyllite, in welchen kleine sechsseitige, grünlichschwarze, glänzende Blättchen von Ottrelith oder Chloritoid kreuz und quer eingewachsen sind, z. T. reich an Rutil (Vogtland, Ardennen, Ostalpen, Insel Groix, Massachusetts).

Spilosite sind grünlichgraue, schieferige Aggregate von Muscovit, Sericit, Chlorit, Quarz, Albit und Rutil, auch wohl Aktinolith, Titanit und Turmalin mit runden Flecken und kugeligen Konkretionen von grünem Chlorit nebst Quarz und Albit. Bei den Desmositen wechseln lichte Lagen von gleicher Zusammensetzung mit grünen Lagen von schuppigem Glimmer und Chlorit. Beide Gesteine gehören den durch Diabase metamorphosierten paläozoischen Schichten des Harzes an (Lossen, Kayser).

Der Wetzschiefer von Recht und Salm Château (Ardennen), welcher in 1 bis 10 cm mächtigen Schichten mit Phyllit wechsellagert, besteht wie dieser aus mikroskopischen Glimmerblättchen, gelblichgrünen, prismatischen Mikrolithen, Turmalinsäulchen und 0,02 mm großen Granatkryställchen, welche so vorwalten, daß sie die Härte des Gesteines bedingen.

Sericitschiefer (Sericitphyllite) sind phyllitartige, seidenglänzende, sich talkig anfühlende Schiefergesteine, die wesentlich aus Membranen von grünlichgelbem bis dunkellauchgrünem Sericit (Muscovit) bestehen, dem Schüppchen von Chlorit beigemengt sind. Durch solche von Eisenglanz erhalten die Sericitschiefer rote Färbungen, durch z. T. zerbrochene und fragmentare Körner oder Linsen von Quarz flaseriges Gefüge (Sericitglimmerschiefer), ebenso durch die Führung von Albiten (Sericitgneiß). Viele der hierher gezählten Gesteine sind durch Druck deformierte Eruptivgesteine und stehen dann den Porphyroiden nahe. In der Taunuskette, im Ostharze, in den Salzburger Alpen, im Gotthardgebirge.

56. **Turmalinschiefer.**

Der Turmalinschiefer oder Schörlschiefer besteht aus abwechselnden Lagen von feinkörnigem, weißem Quarz und solchen von schwarzen Körnchen und Nädelchen von Turmalin, wodurch das Gestein eine schwarzweiße Bänderung erhält. Die meisten Turmalinschiefer gehören den kontaktmetamorphischen Zonen um die Granite an, so z. B. im Erzgebirge.

57. **Amphibolit.**

Unter der Bezeichnung Amphibolit wird eine vielgestaltige Gruppe von Gesteinen zusammengefaßt, deren Hauptgemengteil Hornblende ist; zu dieser gesellt sich eine große Zahl von anderen Bestandteilen: Plagioklas, Augit, Diallag, Omphacit, Salit, Granat, Zoisit, Epidot, Biotit, Muscovit, Rutil, Titanit, Zirkon, Titaneisen, Magnetit, Pyrit. — Die Amphibolite sind grob- bis feinkörnige, entweder massige oder flaserige, dick- und dünnplattige bis schieferige Gesteine. Man kann die Amphibolite einteilen in:

a) eigentliche Amphibolite (Hornblendefels und Hornblendeschiefer; vgl. sub 11); gras- bis dunkelgrüne Hornblende (in seltenen Fällen ersetzt durch Glaukophan) ist der alleinige Hauptgemengteil; eine große Anzahl der oben angeführten Übergemengteile ist in ganz untergeordneter Weise vertreten.

b) Feldspat-Amphibolite; Hornblende und Plagioklas sind die Hauptgemengteile.

c) Granat-Amphibolit führt neben Hornblende und Granat meist zugleich Salit und Zoisit und sehr konstant Rutil. Durch Überhandnahme des Granates entsteht aus diesem Gestein: Granatfels (Greifendorf i. Sa.). Granat-Glaukophan-Gesteine wurden von Syra und Groix beschrieben.

d) Zoisit-Amphibolit ist dicht bis grobkörnig und in letzterem Falle infolge der lentikulären Form der Zoisitaggregate grobflaserig (Schmiedeberg, böhmisches Erzgebirge).

e) Salit-Amphibolit; hellgrüne Hornblende und graulichweißer, im Präparate wasserheller, querrissiger, langprismatischer Augit (Salit) bilden die Hauptbestandteile.

f) Diallag-Amphibolit setzt sich zusammen aus Hornblende, Diallag, Granat, Plagioklas, spärlichem Apatit und Eisenerzen.

g) Epidot-Amphibolschiefer bestehen aus Säulchen von dunkelgrüner Hornblende und Körnchen von licht gelblichgrünem Epidot, sowie von Plagioklas und Magnetit. Dadurch, daß sich der Epidot lagenweise stark anreichert und die Hornblende fast ganz verdrängt, entstehen die gebänderten Epidot-Amphibolschiefer (Grünschiefer von Hainichen).

h) Chlorit-Amphibolit, zu Hornblendenädelchen gesellt sich mehr oder weniger reichlicher Chlorit.

Die Amphibolite bilden oft schwarmartige, linsenförmige Einlagerungen in der Gneiß-, Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges, Böhmer Waldes, Fichtelgebirges, Skandinaviens, der Alpen, Nordamerikas.

58. **Eklogit.**

Der Eklogit ist ein mittel- bis grobkörniges Gemenge von faserigblätterigem, grasgrünem Omphacit (Augit) und rotem Granat, zu welchen Cyanit, Muscovit, ferner in mikroskopischer Ausbildung Rutil, Zirkon, Magnetit treten. Bisweilen führt der Eklogit auch größere Hornblendekrystalle

(Karinthin und Glaukophan). Er bildet wie der Amphibolit und meist mit ihm vergesellschaftet dick lentikuläre Einlagerungen in der Gneiß- und Glimmerschieferformation. Fundorte: Silberbach, Münchberg (Fichtelgebirge), Saualpe (Steiermark), zahlreiche Punkte des Erzgebirges, Romsdal (Norwegen).

59. **Pyroxengranulit.**

Der Pyroxengranulit (früher als Trapp- und als Diallaggranulit bezeichnet) ist ein feinkörniges bis dichtes, grünlichschwarzes bis durchaus schwarzes Gestein mit muschelig-splitterigem Bruche. Mikroskopische Untersuchung zeigt, daß sich neben monoklinem Pyroxen namentlich Hypersthen, ferner Plagioklas, Quarz, Granat, Magnesiaglimmer und Magnetkies in sehr schwankenden Mischungsverhältnissen an der Zusammensetzung beteiligen, denen sich Hornblende und Orthoklas (als Mikroperthit) zugesellen, während sich Eisenglanz, Titaneisen, Magneteisen, Rutil und Turmalin nur accessorisch einstellen.

Das typische Mittel der chemischen Zusammensetzung der Pyroxengranulite ist: Kieselsäure 52,30, — Tonerde 13,60, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 14,96, — Kalkerde 10,00, — Magnesia 7,12, — Wasser 1,70.

Der Pyroxengranulit bildet meist schwache, lokal aber bis zu 100 m anschwellende bank-, platten- und namentlich linsenförmige, sich vielfach wiederholende Einlagerungen im Granulit Sachsens und hat wegen dieses seines Verbandes seinen Namen erhalten. Er geht durch Zunahme der Hornblende und des Granats in fein- bis mittelkörnige Pyroxen-Granatamphibolite über.

60. **Flasergabbro** (Zobtenit).

Die Kombination Diallag-Plagioklas tritt nicht allein in stockförmigen Massen, sondern auch als Einlagerungen in der Granulit- und Gneißformation auf (sächsisches Granulitgebiet, Niederösterreichisches Waldviertel, Zobten). Diese Gabbros besitzen zwar z. T. noch die nämliche Zusammensetzung und rein körnige Struktur wie der normale Gabbro, größtenteils aber nehmen sie einen flaserig-schieferigen Habitus an, der hauptsächlich durch das augenartige Auftreten bis 3 cm großer Diallagkrystalle hervorgebracht wird, welchen sich Lagen von Labrador-Amphibolschiefer anschmiegen (Böhrigen, Höllmühle bei Penig). Dieselben bilden meist plumpe Linsen, um welche sich Schmitzen und Lagen von Amphibolschiefer legen, wodurch jene Riesenflaserstruktur erzeugt wird, nach welcher, sowie nach der oft den Gesteinskörper selbst beherrschenden Flaserung, diese Gesteine ihren Namen erhalten haben. Dieselben sind durch Gebirgsdruck aus dem normalen Gabbro hervorgegangen, und zeichnen sich deshalb durch ihre Kataklasstruktur aus.

61. **Olivingesteine.**

Diese als linsen- oder bankförmige Einlagerungen in der Gneißformation meist mit Serpentin innig vergesellschafteten und in diesen übergehenden

Gesteine bilden ein Analogon zu den eruptiven Peridotiten (S. 255). Mit dem fast immer vorwiegenden Olivin kombinieren sich verschiedene Mineralien der Augitgruppe: Augit, Diallag, Bronzit, Enstatit, ferner bisweilen Chromit (Dunit), Granat sowie Hornblende (Konradsreuth i. Fichtelgebirge, Habendorf in Schlesien, Niederösterreichisches Waldviertel, Norrland in Schweden, Vanelven und Tromsoe in Norwegen). Eine Varietät des Olivinfelses ist der Eulysit, ein Aggregat von vorwaltendem Olivin, sowie grünem Augit und braunrotem Granat (Tunaberg, Schweden).

3. Klasse. **Klastische (Trümmer-)Gesteine.**

Die klastischen Gesteine sind aus der Wiederablagerung von Trümmern und Teilen mechanisch zerkleinerter oder verwitterter älterer Gesteine hervorgegangen.

1. Familie. **Lose Haufwerke (Akkumulate).**

a) **Produkte mechanischer Zerkleinerung älterer Gesteine durch das Wasser.**

62. **Sand, Kies, Seifen, Grus, Geröll, Geschiebe.**

Der Sand besteht aus losen, unverbundenen Körnern von Quarz (Quarzsand), denen aber oft auch solche von Feldspat und Hornblende nebst Glimmerschüppchen beigemengt sind (Spatsand). Manche Sande, die Magneteisensande, bestehen vorwaltend aus kleinen Körnchen von titanhaltigem Magneteisenstein, welche mit Fragmenten von Quarz, Glimmer, Augit, Olivin, Zirkon, Spinell gemengt sind. Am Ausflusse des St. Lorenzstromes und auf Nord-Neuseeland bildet er mächtige abbauwürdige, an vielen anderen Flußufern und Meeresküsten beschränktere Ablagerungen. Zuweilen sind die Sandkörner infolge toniger oder kalkiger Beimengungen locker zusammengebacken. Erreichen sie die Größe einer kleinen Erbse, so entsteht der Kies. Besonders grobe, mit großen Geröllen gemischte Kiese nennt man Schotter. Enthalten die Sand- oder Kiesablagerungen Metall-, Erz- oder Edelsteinkörner, so nennt man sie Seifen, so die Goldseifen des Ural und Kaliforniens, die Zinnseifen in Cornwall und auf Banka, die Diamantseifen Brasiliens. Grus sind Anhäufungen von erbsen- bis haselnußgroßen eckigen Gesteinsbruchstücken (Quarzgrus, Granitgrus). Gerölle sind gerundete, regellos übereinander gehäufte Gesteinsbruchstücke. Erratische Blöcke oder Geschiebe, zuweilen nur wenig abgerundete, kopf- bis weit über metergroße Fragmente der verschiedenartigsten Gesteine, sind durch Gletscher von ihrem Ursprungsorte an ihre jetzige Fundstelle transportiert worden und zeigen deshalb nicht selten Glacialschliffe und -schrammen.

Die Ablagerungen der Sande, Kiese und Gerölle gehören vorzugsweise den jüngsten Formationen, namentlich dem Tertiär, Diluvium und Alluvium an. Werden dieselben durch ein Cement verkittet, so entstehen Sandsteine und Konglomerate.

b) Lose vulkanische Auswürflinge (vulkanischer Schutt).

63. Vulkanische Asche, Sand, Lapilli, Bomben, Blöcke, Bimssteinsand und Bimssteingeröll (siehe S. 34).

Vulkanische Asche, feinste Zerstiebungsprodukte der vulkanischen Magmen. So bestehen die Aschen z. B. der Basalte aus staubartigen Kryställchen und Krystallfragmenten von Feldspat, Augit, Magneteisen und Leucit, sowie Flöckchen und Häufchen zusammengeballter Mikrolithe, insbesondere von Augit und Magneteisen, endlich aus beträchtlichen Mengen von Glassplitterchen. An den kleinen, lang nadelförmigen Augitkryställchen haften häufig tränenähnliche Tropfen porösen Glases, die in ihrem noch flüssigen Zustande oft deutlichst etwas an den Nädelchen hinabgeglitten sind (Fig. 93). Die staubartige Asche, welche, von dem Ausbruche isländischer Vulkane herrührend, im Ende März 1875 in Skandinavien fiel, besteht zum größten Teil aus scharfkantigen, schneidigen, spitzeckigen Splitterchen von obsidianartigem, außerordentlich porösem Glas. Ebenso zeichnet sich die im Jahre 1883 vom Krakatau (Sundastraße) ausgeworfene Asche durch die eckig-splitterige Beschaffenheit der dieselbe vorwiegend zusammensetzenden Bimssteinpartikelchen aus, welche aus einem feinblasig aufgetriebenen Gesteinsglase bestehen. Ihnen sind von einer Glashaut überzogene Kryställchen von Augit, Hypersthen, Labrador und Magnetit beigemengt.

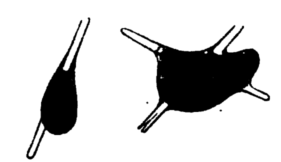


Fig. 93. Vulkanische Staubkörner, bestehend aus Augitnadeln und einem porösen Glastropfen. Nach *Zirkel*.

Vulkanischer Sand, hirsekorn- bis erbsengroße Lavabröckchen, Glasscherben und -splitterchen, gemengt mit zum Teil scharfkantigen Krystallen von Augit, Leucit, Glimmer, Melanit, Sanidin, Olivin usw., die sich durch die erstaunliche Menge von Glaseinschlüssen, Mikrolithen und Gas- und Dampfporen auszeichnen. Aschen und Sande unterscheiden sich nur durch die Dimensionen der sie zusammensetzenden Teilchen.

Lapilli, haselnuß- bis wallnußgroße Schlackenbrocken von poröser oder blasiger Beschaffenheit und brauner oder schwarzer Farbe. Scherbenlapilli aus Obsidiansplittern bestehend (Lipari).

Vulkanische Bomben, rundliche, keulenförmige oder ellipsoidisch gestaltete, faust- bis über kopfgroße Lava-, zum Teil auch Obsidianklumpen, welche, in noch halbflüssigem Zustande durch die Luft geschleudert, infolge rasch rotierender Bewegung solche Gestalt erlangten. Gewisse Obsidianbomben

Böhmens, Australiens und Niederländisch Indiens weisen eine narbige, radialstrahlig gefurchte Skulptur auf (Moldawite, Bouteillensteine).

Vulkanische Blöcke, mehrere Fuß im Durchmesser haltende Lavablöcke, welche in ihrem Inneren eine kompakt steinartige, nach außen zu eine schlackig blasige Beschaffenheit besitzen.

Bimssteinsand und Bimssteingerölle, lose Anhäufungen von kleineren und größeren Bimssteinstücken in der Umgegend von Vulkanen. In Deutschland finden sie sich um die erloschenen Krater des Laacher Sees; ferner bei Marburg und Gießen, sowie im Westerwald.

2. Familie. **Sandsteine, Konglomerate, Breccien.**

64. Sandstein.

Der Sandstein besteht aus Körnern von Quarz, welche durch ein Bindemittel verkittet sind. Je nach der Größe der Körner unterscheidet man grob- und feinkörnige Sandsteine. Bisweilen besitzen die Quarzkörner Krystallgestalt und treten dann zu krystallnem Quarzsandstein zusammen (siehe S. 269). Das Cement des Sandsteines ist sehr verschiedenartig und bedingt Farbe und Härte des ganzen Gesteines; bei kieseligem, kalkigem und tonigem Bindemittel sind grau und weiß die Hauptfarben, eisenschüssige Cemente färben gelb, braun und rot, bituminöse dunkelgrau bis schwarz, glaukonitische grün. Durch Zunahme des Bindemittels gehen die Sandsteine in Ton, Kalkstein und Mergel über. Zufällige Gemengteile sind neben Kaolin, Glimmerblättchen und Feldspatkörnchen namentlich Blei- und Kupfererze (Commern, Sangerhausen, Chessy). Manche Sandsteine, z. B. der Kreideformation, sind erfüllt durch Nadeln von Kieselschwämmen (Spongiensandstein). Die meisten Sandsteine sind sehr deutlich gebankt oder geschichtet, häufig werden die mächtigen Bänke noch von senkrechten Klüften durchsetzt, wodurch Quaderbildung bedingt ist (Quadersandstein der sächsischen Schweiz, von Adersbach, Teufelsmauer am Harzrande). Die Sandsteine wechsellagern mit Schiefertonen, Tonschiefern, Mergeln, Kalksteinen, Steinkohlenflötzen usw. und sind das Hauptmaterial vieler Formationen.

Je nach der Art des Bindemittels unterscheidet man:

a) tonigen und mergeligen Sandstein, beim Anhauchen charakteristisch tonig riechend;

b) kalkigen Sandstein, das Cement ist kohlensaurer Kalk, teils als dichter Kalk, teils als Kalkspat. Im »krystallisierten« Sandstein z. B. von Fontainebleau hat das Kalkcement den von ihm imprägnierten Sand zu Rhomboëdergestalten verfestigt. Ist neben kohlensaurem Kalk auch Magnesia-Carbonat vorhanden, so entsteht dolomitischer Sandstein. Auch Gypsspat stellt sich im Buntsandstein oft als Bindemittel ein.

c) kieseligen Sandstein (Glaswacke) mit quarzigem oder hornsteinartigem, sehr festem Cemente. Die Quarzkörner besitzen häufig Krystallform, indem jedes ursprünglich klastische Korn von einer Anwachshülle von Kieselsäure umgeben wird, welche jedesmal genau so orientiert ist, wie das inneliegende Korn (krystalliner Quarzsandstein, Krystallsandstein, vergl. S. 268). Kommt in Bänken und in losen Blöcken (Knollensteinen) innerhalb der Sandablagerungen der Braunkohlenformation vor; mancher Quader-, Keuper- und Kohlensandstein;

d) eisenschüssigen Sandstein, das Bindemittel besteht aus Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat, zum Teil in inniger Verbindung mit Ton oder Kalk und färbt den Sandstein dunkelgelb, rot oder braun;

e) Kaolinsandstein, das Bindemittel besteht aus weißlichem Kaolin, welcher z. B. in Thüringen ausgeschlämmt und zur Porzellanfabrikation benutzt wurde;

f) Humussandstein (Ortstein) ist ein durch Humussäuren verkitteter Sand, der beim Glühen in ein lockeres Haufwerk zerfällt.

Zu den Quarzkörnern, welche das Hauptmaterial des Quarzsandsteines bilden, gesellen sich nicht selten Körner oder Blättchen anderer Mineralsubstanzen in so reichlicher Menge, daß auch dadurch charakteristische Varietäten entstehen:

g) Glimmersandstein (Micopsammit), glimmerreicher und dadurch schieferiger Sandstein;

h) Grünsandstein (glaukonitischer Sandstein), neben den Quarzkörnern erscheinen hirsegroße, schießpulverähnliche Körnchen von arsengrünem bis dunkel lauchgrünem Glaukonit, durch welche das Gestein je nach der Menge derselben mehr oder weniger intensiv grün gefärbt wird. Oft bestehen dieselben aus Foraminiferen-Steinkernen. Das Cement ist kalkig, mergelig oder tonig. Die Hauptentwickelung der Grünsandsteine fällt in die Kreideformation;

i) Arkose (Feldspatpsammit), ein Feldspat-Quarz-Glimmer-Sandstein. Körner von grauem Quarz, von rötlichem, oft bereits kaolinisiertem Orthoklas und Glimmerblättchen sind durch ein toniges, kaoliniges oder kieseliges Cement verbunden. Die Arkose tritt als Glied der Steinkohlen-, Rotliegenden-, Buntsandstein- und Tertiärformation und zwar namentlich in der Nähe von Granitmassen und von Gneißen auf, welche ihr Material geliefert haben.

Endlich bezeichnet man die verschiedenen Sandsteine je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe, z. B. als Oldredsandstone, Culmsandstein, Keupersandstein, Liassandstein, Hilssandstein, Braunkohlensandstein, Molassesandstein, — nach ihrer Versteinerungsführung, z. B. als Spiriferensandstein, Walchiensandstein, Schilfsandstein, Cerithiensandstein, Blättersandstein, — nach ausgezeichneten Aufschlußpunkten und Vorkommen

z. B. als Potsdamsandstein, Catskillsandstein, Vogesensandstein, Deistersandstein usw.

65. Konglomerate.

Die Konglomerate bestehen aus abgerundeten Stücken (Rollstücken, Geröllen) irgend welcher Minerale oder Gesteine, welche durch ein Bindemittel fest vereinigt sind. Die Mannigfaltigkeit der Konglomerate ist sehr groß und beruht:

1. auf der petrographischen Verschiedenheit der zum Konglomerat verbundenen Rollstücke, wonach man z. B. Quarzitkonglomerat, Granitkonglomerat, Gneißkonglomerat, Trachytkonglomerat, Basaltkonglomerat und endlich gemengte (polygene) Konglomerate unterscheidet, welche letztere Fragmente der verschiedensten Gesteinsarten umfassen;

2. auf der Verschiedenartigkeit des die Rollstücke verkittenden Cementes, welches eine kalkige, tonige, kieselige, sandige, eisenschüssige Beschaffenheit besitzt oder aus einem sehr feinen, geschlämmten Gesteinsschutte bestehen kann;

3. auf der Größe der Rollstücke, wonach man mehr oder weniger grobe Konglomerate unterscheidet;

4. auf der größeren oder geringeren Menge des Bindemittels, welches vor den Rollstücken vorwaltet, auf der anderen Seite aber auch von diesen fast vollkommen verdrängt werden kann;

5. auf dem Grade der Festigkeit, mit welcher die Rollstücke und das Cement zu einem Gesteine vereinigt sind.

Unter den zahllosen Modifikationen der Konglomerate sind mit besonderen Namen belegt worden:

die Grauwacke, zusammengesetzt aus Körnern von Quarz und Feldspat und Fragmenten von Quarzit, Tonschiefer und Kieselschiefer, zum Teil auch mit Hornblende-, Augit- und Granatkörnern sowie Glimmerblättchen, sehr fest cementiert durch ein zähes, kieseliges oder kieselig toniges bis tonschieferartiges Bindemittel, welches letztere oft durch fein verteilte kohlige Stäubchen dunkel gefärbt wird und die dunkelgraue Farbe des Gesamtgesteins bedingt. Manche Grauwacken (Leipzig, Lausitz) besitzen infolge kontaktmetamorphischer Einwirkung eine krystalline Grundmasse aus mikroskopischen Muscovit- und Biotitblättchen, Quarz, Rutil, Eisenglanz und Turmalin. Die eigentliche Grauwacke geht durch Aufnahme gröberer Gerölle in Grauwackenkonglomerat, durch Feinerwerden ihres Kornes in die dichte Grauwacke und diese durch Annahme von Schieferung in die Grauwackenschiefer über. Die Grauwackengesteine spielen in der cambrischen, silurischen, devonischen und Culmformation eine wichtige Rolle (Böhmen, Vogtland, Harz, Thüringen, Westfalen). Als Sparagmit bezeichnen die skandinavischen Geologen die schieferigen, zum Teil rötlichen Grauwacken ihrer Heimat;

die Nagelflue, ein Konglomerat, bestehend aus stark abgerundeten Rollstücken von meist jurassischen Kalksteinen und Sandsteinen, zwischen solchen von Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz, Granit, Gneiß, Serpentin, Gabbro usw., zusammengehalten durch ein Cement von gelblichem oder rötlichem, mergeligem Kalkstein. Die Nagelflue ist ein stellenweise sehr mächtiges Glied der Tertiärformation, welche die nördlichen und nordwestlichen Alpenvorberge zusammensetzt (Rigi);

der Puddingstein (Flintkonglomerat), abgerundete, nuß- bis faustgroße Gerölle von gelbem, braunem oder schwarzem Feuerstein, oft mit konzentrischer Farbenbänderung, liegen außerordentlich fest verkittet in einem feuerstein- oder hornsteinähnlichen Cemente von gelber oder grauer Farbe. In der Eocänformation Englands.

Die Geschiebe mancher Konglomerate, namentlich solche von Kalkstein, zeigen zuweilen die Erscheinung gegenseitiger Eindrücke. So sind z. B. fast alle Kalkgeschiebe in der Nagelflue von Rapperswyl mit oft so tiefen Eindrücken an entgegengesetzten Seiten versehen, daß häufig nur eine sehr dünne Scheidewand übrig bleibt. Aber auch die Gerölle von Quarz, Quarziten, Grauwackensandsteinen, Granit, Diorit, Porphyrit u. a. weisen Eindrücke ihrer Nachbarn auf und sind oft gleichzeitig zerborsten, gedrückt und verschoben (bei Aachen, Frankenberg in Hessen, Gebweiler im Elsaß, Hainichen, Leipzig).

66. Breccien.

Breccien bestehen aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken von Mineralien oder Gesteinen, welche durch irgend ein Bindemittel fest miteinander vereinigt sind.

Ihrer Entstehungsweise nach muß man die Breccien in Schutt-, Eruptiv- und Reibungsbreccien trennen. Erstere bestehen aus ursprünglich oberflächlichem Gesteinsschutt, welcher durch chemische oder mechanische Absätze des Wassers verkittet worden ist, und gehen durch Abrundung der Ecken und Kanten ihrer Gesteinsbruchstücke in Konglomerate über. Als besonders eigentümliche Varietäten sind hervorzuheben:

a) Tapanhoançanga, zoll- bis fußgroße, eckige Bruchstücke von Phyllit, Quarzit, Magneteisenerz und Brauneisenstein werden durch ein eisenschüssiges Cement verkittet. Als zufällige Einschlüsse werden gediegen Eisen, Gold, Topas, Diamant, Rutil gefunden. In der Provinz Minas Geraes in Brasilien als weit ausgedehnte diluviale Decke;

b) Haselgebirge, Tone, welche mit Steinsalzbrocken und Fragmenten der benachbarten Gesteine angefüllt sind und die Steinsalzlager der nördlichen Alpen zu begleiten pflegen;

c) Knochenbreccien, Kalksteinbruchstücke und Fragmente von Conchylien, namentlich aber von Knochen und Zähnen von Wirbeltieren werden durch ein eisenschüssiges, sandig toniges oder sandig kalkiges Bindemittel

mehr oder weniger fest verbunden. Solche Breccien von Rhinoceros-, Elephas- und Hippopotamusknochen finden sich z. B. in den Spalten des Kalksteingebirges am mittelländischen Meere, solche von Saurier- und Fischresten, das Bonebed, als eine nur wenige Zentimeter mächtige Lage im oberen Keuper.

Reibungsbreccien (kataklastische Breccien) entstehen auf die Weise, daß durch Bewegung der Wand einer Verwerfungsspalte Gesteinsfragmente erzeugt oder losgebrochen und später durch mineralische Ausscheidungen aus eindringenden wässerigen Lösungen wieder zusammengekittet werden. Derartige Zertrümmerungsvorgänge wiederholen sich zuweilen auf einer älteren, bereits zum Mineralgang ausgefüllten Spalte; dann liefern die zertrümmerten Ganggesteine die Fragmente der Reibungsbreccie, so z. B. bei dem Quarzbrockenfels.

Eruptiv- und Kontaktbreccien nennt man scharfeckige Gesteinsfragmente, welche durch eruptives Gesteinsmaterial verkittet sind. Zwei Fälle des Abstammens der Bruchstücke sind möglich; entweder wurden sie durch die aufsteigende Eruptivmasse von dem Nebengesteine losgerissen, sind also fremdartige Gesteinseinschlüsse in dem Eruptivgestein (Kontaktbreccien), — oder sie entstanden durch Zertrümmerung des bereits festgewordenen Magmas durch nachdringende, noch flüssige Gesteinsmasse. Dann ist das Material der Bruchstücke und des Cementes identisch oder höchstens in Struktur und Farbe verschieden (Eruptivbreccien). Breccien ersterer Art finden sich häufig an den Grenzen von Graniten (Erzgebirge, Fichtelgebirge), Quarzporphyren (z. B. bei Wendisheim in Sachsen), Basalten (z. B. bei Salesl in Böhmen). Eruptivbreccien sind namentlich bei den Quarzporphyren (z. B. bei Friedrichroda und Oberhof im Thüringer Walde, Niedeck in den Vogesen) und den Diabasen (Vogtland, Thüringen, Harz) bekannt.

3. Familie. **Tongesteine.**

Die Schlamm- und Ton- (oder limmatischen) Gesteine besitzen ein erdiges, homogenes Aussehen, bestehen aus feinen Staubkörnchen und Schüppchen, den Rückständen der Verwitterung, namentlich feldspatreicher Gesteine, welche meist durch Gewässer zusammengeschwemmt und auf sekundärer Lagerstätte wieder abgesetzt wurden.

67. **Kaolin** (Porzellanerde).

Der Kaolin ist eine aus sehr feinen, staubartigen, erdigen Teilchen und zwar aus mikroskopischen perlmutterglänzenden, sechsseitigen Krystallschüppchen bestehende, zerreibliche, meist abfärbende Masse von vorherrschend weißer Farbe. In seiner reinsten Form ist der Kaolin zweifach kieselsaure Tonerde mit 2 Atomen Wasser und dem entsprechend 46,50

Kieselsäure, — 39,56 Tonerde, — 13,94 Wasser, eine Zusammensetzung, welche jedoch größeren Schwankungen unterworfen ist. Auf ursprünglicher Lagerstätte ist der Kaolin durch beigemengte Glimmerblättchen und Quarzkörner verunreinigt.

Der Kaolin ist das Residuum der Feldspatzersetzung, so daß namentlich Granite, Gneiße und Porphyre das Material zur Kaolinbildung gegeben haben und Gebiete dieser Gesteinsarten die Heimat der Kaolinlagerstätten sind, so bei Karlsbad in Böhmen, bei Schneeberg und Meißen in Sachsen, in der Umgegend von Halle und Altenburg, auf Bornholm (siehe S. 100).

68. **Ton, Lehm, Löß.**

Der Ton (Pelit) ist eine im trockenen Zustande erdige, milde und zerreibliche, an der Zunge klebende, in feuchtem Zustande plastische Masse von weißer, grauer, gelblichgrüner, brauner oder blauer Farbe. Die Tone sind wasserhaltige Tonerdesilikate, welchen Spuren von kohlensaurer Kalkerde und Magnesia, sowie von Eisen- und Manganhydroxyd beigemengt sind, ein geschlämmtes, zusammengeschwemmtes Zersetzungsprodukt feldspatreicher Gesteine. Sie pflegen mikroskopische Kryställchen von Anatas, Zirkon und Turmalin, sowie Rutilnädelchen zu führen. Von zufälligen Bestandteilen sind Krystalle und Krystallgruppen von Eisenkies, Strahlkies und Gyps zu erwähnen; ferner umfassen sie nicht selten Konkretionen von Sphärosiderit, Toneisenstein und Kalkmergel und sehr häufig wohlerhaltene organische Reste. Besonders undurchlässige, sich stark fettig anfühlende Tone werden als Letten bezeichnet. Als sonstige Varietäten des Tones sind anzuführen:

a) Töpferton, die reinste Varietät, weiß, hellgrau oder rötlich und sehr plastisch, brennt sich rot;

b) Salzton, ein zuweilen bituminöser, mit Kochsalz imprägnierter Ton, Begleiter der Steinsalzlagerstätten;

c) Alaunton, mit Eisenkiesteilchen imprägnierter Ton, deshalb zur Alaunfabrikation geeignet;

d) Septarienton, ein an kalkigen und mergeligen Nieren (Septarien, s. S. 182) reicher Ton der Tertiärformation;

e) Walkerde (Fullers earth), eine weiche, tonähnliche, fettige, im Striche glänzende, durchaus nicht plastische, sondern im Wasser zerbröckelnde Masse von grünlicher Farbe. Sie ist ebenfalls ein wasserhaltiges Tonerdesilikat, welchem konstant etwas Magnesia, und fast stets etwas Kalk und Eisenoxyd beigemengt ist. Sie geht meist aus der Zersetzung von Diabasen und Gabbro hervor und ist namentlich bei Roßwein in Sachsen, in Steiermark, in England (Fullers earth der dortigen Juraformation) entwickelt.

Die Tone sind namentlich in den jüngeren Formationen vom Jura an entwickelt und werden nach ihrer Stellung im Schichtensysteme, sowie

nach ihrer Versteinerungsführung z. B. als Wealdenton, Hilston, — Amaltheentone und Ornatentone bezeichnet.

Lehm, ein durch Quarzsand und Eisenoxydhydrat verunreinigter, deshalb gelbbrauner, sich rauh und mager anfühlender Ton.

Laterit ist eine eisenschüssige, intensiv rote, braune oder gelbe, tonige oder sandiggrusige Masse, die wesentlich aus Tonerdehydrat besteht und unter dem Einflusse bedeutender Niederschläge und tropischer Temperatur in Indien, Brasilien und Afrika aus der akkumulierenden Zersetzung mannigfacher Gesteine hervorgeht. Derselbe läßt die ursprüngliche Struktur der letzteren in der Tiefe noch erkennen, während er an seiner Oberfläche durch Entführung der löslichen und staubartigen Teilchen einen zelligen, schlackenähnlichen Habitus annimmt, z. B. Granit-, Diabas-, Gneißlaterit.

Der Löß besteht wesentlich aus außerordentlich feinem Quarzstaub, ist nicht plastisch, zerfällt im Wasser, färbt mehlartig ab, bildet senkrechte Abstürze, besitzt eine homogene Beschaffenheit, führt feinst verteilten kohlensauren Kalk, sowie Kalkkonkretionen (Lößkindel), Landschnecken und Säugetierreste (vergl. sub Diluvium). Derselbe enthält nicht selten kleinste Körnchen von Feldspat, Hornblende, Augit usw. Durch Verwitterung derselben und die Auslaugung seines Kalkgehaltes entsteht aus ihm der Lößlehm. Der Löß bildet mächtige oberflächliche Ablagerungen an Bergabhängen, auf Plateaus und in Tälern (s. S. 160).

Der Tschernosem (Schwarzerde) ist ein durch humose Substanzen schwarz gefärbter lößartiger Lehm mit 6 bis 10 Prozent organischer Substanz, welcher eine außerordentliche Verbreitung im zentralen und südlichen Rußland, in Sibirien, sowie in den Prärien des südlichen Nordamerika hat, wo er stellenweise eine Mächtigkeit von 7 m erreicht, ist aber auch in Deutschland, so in der Magdeburger Börde, vertreten.

69. Mergel.

Die Mergel sind innige Gemenge von Kalk oder Dolomit mit Ton, wozu außerdem noch feine Glimmerschüppchen und Quarzkörnchen treten. Der Tongehalt beträgt zwischen 20 bis 60 Prozent der ganzen Gesteinsmasse, welche entweder erdig oder schieferig sein kann. Manche Mergel sind durch Eisenoxydul und Eisenoxydhydrat grünlich, gelblich oder braunrot, infolge starken Bitumengehaltes grau bis schwarz gefärbt und bleichen im letzteren Falle. An der Luft blättern sie sich auf, zerfallen in würfelige Bröckchen oder Schulpen (Steinmergel), welche allmählich zur Erdkrume werden. Neben Kalkstein und Sandstein bilden die Mergel das Hauptgesteinsmaterial der geschichteten Formationen.

Kupferschiefer nennt man gewisse dünnplattige Mergel der Zechsteinformation, welche reich an Fischresten, infolge davon stark bituminös und deshalb schwarz gefärbt sind und in ihrer Gesteinsmasse außerordentlich

feine Kupfererzpartikelchen eingesprengt enthalten. Auf der Gewinnung dieses Kupferschiefers beruht der großartige Mansfelder Bergbau (s. S. 165).

Manche Kalkmergel sind mehr oder weniger reich an grünen Glaukonitkörnern; man findet derartige Glaukonitmergel namentlich in Westfalen, Frankreich, England und der Küste von New-Jersey, wo sie der Kreideformation angehören.

Brandschiefer sind braunschwarze oder pechschwarze Mergelschiefer, welche so stark von Bitumen imprägniert sind, daß sie mit rußender Flamme brennen (Seefeld in Tirol, Walgau in Bayern, Oschatz in Sachsen; Ölschiefer von Boll in Württemberg).

70. Schieferton.

Der Schieferton ist ein mildes, ziemlich weiches, schieferiges Gestein, welches aus verhärtetem Tone mit kleinen Glimmerblättchen und Quarzstäubchen besteht. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, daß neben fein zerriebenen und abgerundeten klastischen Gesteinselementen krystalline Ausscheidungsprodukte (Mikrolithe von Hornblende, Schuppen von Kaliglimmer, Klümpchen von Quarz, Blättchen von Eisenglanz, Nädelchen von Rutil und Turmalin, sowie Anatase), welche parallel der Schieferungsebene gelagert sind, sich an der Zusammensetzung der Schiefertone beteiligen. Letztere sind gewöhnlich grau bis schwarz gefärbt und nicht selten reich an pflanzlichen und tierischen Resten. Eisenkies ist ein sehr gewöhnlicher zufälliger Gemengteil derselben. Als Schieferletten bezeichnet man die roten und bunten, als Brandschiefer von Bitumen imprägnierte, schwarze Schiefertone, als Bogheadkohle (Brettelkohle) einen braunen, zähen, schneidbaren, an Kohlenwasserstoffverbindungen besonders reichen Brandschiefer.

Die Schiefertone sind ausgezeichnet geschichtet, sie wechsellagern mit Kalksteinen, Sandsteinen, Mergeln und Kohlenflötzen und gewinnen namentlich in der Kohlen-, Lias-, Wealden- und Tertiärformation eine bedeutende Entwickelung, während Schieferletten namentlich im Perm, Buntsandstein und Keuper vertreten sind.

71. Tonschiefer.

Der Tonschiefer ist ein ausgezeichnet schieferiges, verfestigtes Tongestein von meist grauer oder schwarzer, durch einen geringen Gehalt an kohliger Substanz hervorgebrachter Farbe, zuweilen durch Eisenoxyd gelb, grün, rot gefärbt. Auf den Schieferflächen schwach schimmernd, auf dem Bruche matt, homogen und anscheinend nicht krystallinisch. Sehr gewöhnlich mit Eisenkieskrystallen und -konkretionen, ferner mit Quarznestern, -trümern und -schnüren, sowie Kalksteinknollen und endlich organischen Resten. Die mikroskopische Untersuchung von Tonschiefern hat ergeben, daß sie nicht bloß aus klastischen und pelitischen Gesteinselementen,

sondern zum größten Teile aus mikrokrystallinen Gemengteilen bestehen, als welche zu nennen sind: gelblichbraune Nädelchen von Rutil (sog. Tonschiefernädelchen), alle der Schieferungsebene parallel gelagert, grünliche oder gelbliche Glimmer- und Chloritblättchen, ovale oder rundliche Quarzkörnchen oft mit gleich orientierten Anwachshüllen und mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen.

Neben dem gemeinen Tonschiefer unterscheidet man:

a) Dach- und Tafelschiefer, die reinsten, sehr ebenschieferigen Varietäten des Tonschiefers, von grauer bis schwarzer Farbe, die sich leicht in dünne Tafeln spalten lassen (St. Goar am Rhein, Lehesten im Thüringer Walde, Goslar am Harz);

b) Griffelschiefer, reine, feste Tonschiefer, welche sich infolge des Zusammentretens zweier Schieferungen in griffelförmige Stengel spalten lassen (Steinach in Thüringen);

c) Wetzschiefer, eine gelbliche oder grünlichgraue, ganz homogene, von Kieselsäure durchdrungene Tonschiefermasse (Katzhütte in Thüringen);

d) Zeichenschiefer, feinerdige, weiche, milde, schwarze, sehr kohlenstoffreiche Tonschiefer (Haselbach im Thüringer Walde);

e) Alaunschiefer, von kohligen Substanzen und von Eisenkies imprägnierte Schiefer von schwärzlicher Farbe. Der Kohlenstoff erscheint zuweilen als Anthracit in bunt angelaufenen Häuten auf den Klüften des Gesteines. Durch Verwitterung des Eisenkieses resultieren Eisenvitriol, sowie Alaun. Namentlich im Cambrium und Silur.

f) Grauwackenschiefer und dichte Grauwacke (siehe S. 270), eine außerordentlich feinkörnige bis dichte, schieferige, zum Teil glimmerreiche, zum Teil vollkommen tonschieferartige Varietät der Grauwacke.

g) Fleckschiefer und Knotenschiefer, zuweilen phyllitartige Tonschiefer mit dunklen Flecken oder Knoten, welche in der äußersten Zone der Kontakthöfe von plutonischen Gesteinen durch lokale Konzentration des meist kohligen Pigments der Tonschiefermasse erzeugt worden sind.

h) Chiastolithschiefer, ein schwärzlicher, dichter, kontaktmetamorphischer Alaunschiefer, in welchem säulenförmige Chiastolithkrystalle eingewachsen sind, die auf ihrem Querbruche das charakteristische schwarze Kreuz erkennen lassen (Bretagne, Pyrenäen, Gefrees im Fichtelgebirge, Strehla in Sachsen).

Der Tonschiefer ist ausgezeichnet geschichtet und geschiefert, wechsellagert mit Kieselschiefern, Kalksteinen, Sandsteinen, Grauwacken, und ist namentlich in der silurischen, devonischen, zum Teil auch noch in der carbonischen, nur ausnahmsweise in jüngeren Formationen entwickelt. Seine

Schieferung fällt oft nicht mit der Schichtung zusammen, sondern durchsetzt die Tonschiefermasse ganz unabhängig von dieser, eine Erscheinung, welche als falsche oder transversale Schieferung bezeichnet wird (siehe sub Tektonische Geologie).

Ton, Schieferton, Tonschiefer und Phyllit gehen ineinander über und lassen sich nur in ihren Extremen unterscheiden. Der Phyllit besitzt ein entschieden krystallinisches Gefüge und baut namentlich die obere Abteilung der archäischen Schieferformation auf. Der Tonschiefer ist im Bruche matt, fest und gehört der paläozoischen, der weiche, milde Schieferton endlich der mittleren und jüngeren Formationsgruppe an.

4. Familie. **Tuffe (vulkano-klastische Gesteine).**

Die Tuffe sind klastische Gesteine, deren Material in Form von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapilli durch Eruptionen geliefert, oft durch die Mitwirkung des Wassers zusammengeschwemmt, geschichtet und zum Teil stark zersetzt wurde.

72. **Porphyrtuff.**

Der Porphyrtuff ist ein dichtes, im Bruche erdiges oder ein körniges, sandsteinähnliches, zum Teil löcherig zelliges, buntes, in seinen Farben ungemein wechselndes, auch schneeweißes Gestein, welches aus der Anhäufung, Zusammenschwemmung und Schlämmung, sowie der teilweisen oder vollständigen Zersetzung von feineren oder gröberen porphyrischen Auswürflingen hervorgegangen ist. Je nach der Größe der letzteren unterscheidet man: feinerdige bis sandsteinartige Tonsteine, arkoseartige Tuffe, Krystalltuffe und Lapilli- oder Schlackentuffe, welche durch Übergänge innig miteinander verknüpft sind. Sie umschließen nicht selten verkieselte Psaronien, Cycadeen- und Coniferenstämme. Manche Tonsteine sind von Kieselsäure imprägniert (silifiziert), deshalb über stahlhart und buntfarbig gebändert, so der sogen. Bandjaspis von Kohren (Kohrnit). Die Porphyrtuffe sind zum Teil sehr deutlich geschichtet, wechsellagern unter sich oder mit Porphyrergüssen und treten z. B. im erzgebirgischen Bassin, ferner am Nordwestrande des Granulitgebirges, also bei Chemnitz und Rochlitz, im Thüringer Wald (Oberhof), im Odenwalde als Glieder des mittleren Rotliegenden in Verbindung mit Porphyren, ebenso bei Rednitz in Böhmen u. a. a. O. auf. Vom argentinischen Ostabhange der Cordillere beschrieb Stelzner Quarzporphyrtuffe mit silurischen Versteinerungen. Zuweilen bilden die Porphyrtuffe bergartige Aufschüttungen von 50 bis 80 m Mächtigkeit, also alte vulkanische Schuttkegel, so den Zeisigwald bei Chemnitz und den Rochlitzer Berg.

Ein Teil der »Lenneporphyre« Westfalens haben sich als reine oder mit mehr oder weniger Sedimentmaterial gemischte Tuffe der dortigen

Quarzkeratophyre erwiesen. Sie sind z. T. sehr reich an Albiten, haben eine porphyroidische, sericitschieferartige oder arkoseähnliche Ausbildung erlangt und führen lokal organische Reste des Mitteldevons (Mügge).

73. Grünsteintuff, Diabastuff, Schalstein.

Der Grünstein- oder Diabastuff ist ein dichtes, im Bruche erdiges Aggregat von feinem, sand- oder staubartigem, bereits stark zersetztem Diabasschutt von meist schmutzig grüner Farbe, welches von kohlensaurem Kalke innig imprägniert ist. Die Grünsteintuffe sind häufig schieferig und führen, abgesehen von größeren Diabasbomben und -geröllen nicht selten organische Reste (so solche der Devonformation bei Planschwitz in Sachsen). Sehr gewöhnlich gehen sie durch die Beimengung und Überhandnahme von Tonschlamm in Tonschiefer über und bilden im Vogtlande, in Oberfranken, in Devonshire zwischen silurischen und devonischen Gesteinen mächtige Ablagerungen, welche mit Diabasen in engstem Zusammenhange stehen. In Südtirol sind schwarze sandsteinähnliche Tuffschiefer von Augitporphyrmaterial zwischen die obere Trias eingeschaltet (Wengener Schichten).

Der Schalstein ist ein schieferiger Diabastuff, gemengt mit Kalk- und Tonschlamm. Die Grundmasse desselben ist feinerdig, schieferig, grün, grau, gelblich oder rötlich gefärbt oder bunt gefleckt und durch und durch von kohlensaurem Kalke und zum Teil von Chloritschüppchen imprägniert. Dieselbe umschließt Bruchstücke von Tonschiefer, lokal Diabasbomben, ferner spärliche Krystallkörner von Plagioklas und Augit, ferner Nester und Trümer, sowie Mandeln von Kalkspat. Wittern diese letzteren aus, so entstehen löcherige, schwammige Gesteine, die Blattersteinschiefer.

Die Schalsteine stehen auf der einen Seite mit den Diabasen, auf der anderen mit devonischen echten Sedimentärgesteinen in engster Beziehung und führen lokal organische Reste. Die Schalsteine sind namentlich dem Devon Nassaus, des Harzes und dem Silur Böhmens eingeschaltet.

74. Tuffe der trachytischen, phonolithischen und basaltischen Gesteine.

a) Trachyttuff und Phonolithtuff sind bald lockere, bald dichte und feste Tuffe von zerspratztem, zum Teil zersetztem trachytischem Material, welches bald eine kreideartige, erdige, bald eine körnige, sandsteinartige, bald eine fein breccienartige Beschaffenheit und vorherrschend lichtgraue, gelbliche oder bräunliche Farbe besitzt. Die oft deutlich geschichtete Masse umschließt nicht selten Krystalle von Sanidin, Hornblende, Glimmer, Augit und Magneteisenerz, sowie Gesteinsbrocken und enthält auch zuweilen pflanzliche Reste. Der Trachyttuff führt lokal Nester und Trümer von Opal (edler Opal unweit Kaschau in Ungarn). Beide Tuffe gehen durch Aufnahme von Trachyt- und Phonolithgeröllen in Trachyt- und Phonolith-

konglomerate über. Siebengebirge, Zentralfrankreich, die Euganeen, die Umgegend von Schemnitz in Ungarn, Nordböhmen, Hegau.

Als Leucittuff bezeichnet man den dunkel gelblichgrauen Bimssteintuff des Leucitphonolithes, dessen feinerdige Grundmasse kleine verwitterte, schneeweiße Leucite und neben diesen Krystalle von Augit, Glimmer, Sanidin, sowie Bruchstücke von Leucitphonolith und devonischen Schiefern umschließt. In der Umgebung des Laacher Sees.

b) Bimssteintuff, ein weißes, gelbes, graues, erdiges bis dichtes, sich rauh anfühlendes Aggregat von zerriebenen Bimssteinteilchen, oft Brocken von Trachyt und Bimsstein, ferner Glimmerblättchen, Sanidin- und Granatkrystalle umschließend und mit Bimssteinkonglomeraten eng verknüpft. Am Laacher See, bei Schemnitz in Ungarn, in der Auvergne, in der Umgegend von Neapel (dort Puzzolan und Posiliptuff genannt), auf Teneriffa (dort Tosca genannt). Als Tufflöß werden feinste, lößähnlich angewehte Bimssteintuffe der äolischen Inseln bezeichnet (Bergeat). Ein lokale Varietät des Bimssteintuffes, welche in den Tälern der Umgegend des Laacher Sees (Brohltal und Nettetal) mächtige Ablagerungen bildet, ist der Traß (Duckstein). Er ist eine unrein gelblichgraue erdige Masse, welche Fragmente von Bimsstein, Grauwacke, Tonschiefer, Basaltlava und Krystalle von Sanidin, Leucit, Augit, Hornblende, Glimmer, Hauyn und endlich auch verkohlte Baumstämme und -äste umschließt und zur Darstellung von hydraulischem Mörtel verwandt wird.

c) Alaunstein, ein weißer oder gelblicher erdiger Trachyt- oder Bimssteintuff, welcher von Alunit in feinen Körnchen und Kryställchen imprägniert oder in Gängen und Trümern durchschwärmt wird, die das Produkt der Einwirkung von Solfataren auf die Feldspate des Tuffes sind. Bei Tokay in Ungarn, in der Auvergne, bei Tolfa in Italien.

d) Basalttuff, ein dichter oder erdiger, schmutzig graubrauner, meist wohlgeschichteter Tuff von feinen, ziemlich zersetzten Basaltauswürflingen, welcher Brocken von Basalt, ferner Krystalle von Olivin, Augit, Hornblende, Glimmer und Magneteisenerz, sowie Adern und Nester von Kalkspat, Aragonit und Zeolithen, endlich organische Reste umschließt und mit Basaltkonglomerat eng verknüpft ist. Vergesellschaftet mit diesem und wechsellagernd mit Basaltdecken, zum Teil als Glied der Braunkohlenformation, findet er sich am Vogelsgebirge, im nördlichen Böhmen, am Habichtswald bei Cassel.

e) Peperin, ein schmutzig graubrauner, feinerdiger Tuff, welcher von Krystallen von Glimmer, Augit, Leucit, Magneteisen erfüllt ist und außerdem eckige Bruchstücke von weißem, körnigem Kalkstein und Leucitbasalt umschließt. Der Peperin bildet z. B. mächtige Ablagerungen im Albaner Gebirge und in dessen Umgebung.

f) Palagonittuff, ein geschichteter, z. T. fossilführender, brauner Basalttuff, welcher zahlreiche kleine Partikelchen, eckige Körner und Brocken des in seinem Äußeren an Kolophonium erinnernden, honiggelben bis braunen Palagonites umschließt, der zuweilen zum vorwaltenden, ja sogar zum einzigen Bestandteile des Gesteines werden kann (Palagonitfels). Der Palagonit selbst ist aus der Zersetzung des zerspratzten Sideromelans, eines Basaltglases (S. 254), hervorgegangen. Außerordentliche Verbreitung hat der Palagonittuff auf Island, Sicilien und den Galapagos. Derselbe ist jedoch auch in der Eifel, am Habichtswalde, in Nassau vertreten.

Dritter Abschnitt.

Petrogenetische Geologie.

---

§ 1. **Aufgabe der petrogenetischen Geologie.** Nachdem in den vorhergehenden Abschnitten der petrographische Charakter der Gesteine, welche die Erdkruste zusammensetzen, sowie die Kräfte, welche überhaupt einen bildenden und gestaltenden Einfluß auf die Erdrinde ausüben, geschildert worden sind, liegt die Frage nahe, auf welche Weise jene Gesteinsarten durch Vermittlung dieser Kräfte ihren gegenwärtigen Zustand und petrographischen Habitus erhalten haben? Mit der Beantwortung dieser Frage beschäftigt sich die petrogenetische Geologie, die Lehre von der Gesteinsentstehung.

Die Entstehung irgend einer tellurischen Gesteinsart ohne Mitwirkung entweder der Glut des Erdinneren oder des Wassers oder endlich des Windes ist undenkbar, — und in der Tat läßt sich auch die Bildung aller Gesteine auf die Tätigkeit eines dieser Agentien zurückführen*). Je nachdem dies die Erdglut, das Wasser, das Eis oder der Wind ist, werden die Gesteine ihrer Entstehung nach als eruptive, sedimentäre, glaciale und äolische bezeichnet.

A. Die Eruptivgesteine.

§ 2. **Entstehung der Eruptivgesteine.** Die Eruptivgesteine sind in glutflüssigem Zustande aus der Tiefe der Erde hervorgetreten und an der Erdoberfläche oder nahe derselben mehr oder weniger rasch erstarrt. Die Durchtränkung des glutflüssigen Magmas durch überhitztes Wasser oder durch Wasserdampf, sowie durch andere Dämpfe und Gase, darf dabei auf das bestimmteste vorausgesetzt werden. Auf eine Mitwirkung des Wassers bei Bildung der Eruptivgesteine auch in den früheren geologischen Zeitaltern weist schon die Analogie mit den Eruptionserscheinungen der heutigen

---

*) Vergl. J. Walther, Einleitung in die Geologie. Lithogenesis der Gegenwart. Jena 1894.

Vulkane hin. Jede Eruption ist mit enormen Dampfausströmungen verbunden und ebenso entwickeln die Lavaströme selbst, bis sie erkalten, aus ihren Rissen und Spalten große Mengen von Dämpfen. Die flüssige Lavamasse muß deshalb von solchen und zwar namentlich von überhitztem Wasserdampf durchtränkt sein, wenn sie sich auch in krystallinisch erstarrtem Zustande als fast vollkommen wasserfrei erweist. Dahingegen ist bei außerordentlich rascher, also glasiger Erstarrung ein Teil des Wassers von dem Gesteinsglas aufgenommen worden, und in ihm erhalten geblieben. In zahlreichen anderen Eruptivgesteinen sind die Belege für die Teilnahme des Wassers an ihrem Bildungsvorgange gewissermaßen versteinert erhalten, nämlich in Gestalt mikroskopisch kleiner Hohlräume, welche Wasser oder wässerige Solutionen z. B. von Chlornatrium umschließen. Diese Flüssigkeitseinschlüsse (siehe S. 193) sind in den Quarzen fast aller und in den Feldspaten vieler Granite, Syenite, Gabbros, Diabase, Quarzporphyre und Melaphyre in unzähliger Menge vorhanden.

Aber nicht nur Wasserdämpfe entströmen den Laven und Eruptionskanälen unserer Vulkane, sondern noch eine Fülle anderer Gase und Dämpfe, so schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Chlor- und Fluorwasserstoff, Borsäure, namentlich aber Kohlensäure. Sie alle entstammen dem glutigen Erdinnern, in welchem sie absorbiert enthalten sind, so daß dieses ein seit seiner Ballung von Gasen und Dämpfen durchtränktes Magma darstellt (vgl. S. 45). Gleiches gilt naturgemäß von denjenigen Partien des letzteren, welche durch Eruption an die Erdoberfläche gelangen. Diese Durchtränkung der Eruptivmassen durch Liquida bedingt einerseits die Beweglichkeit der ersteren dadurch, daß sie als Lösungs- und Flußmittel für die an und für sich schwer schmelzbaren mineralischen Stoffe dienen, während sie anderseits die krystalline Erstarrung des Magmas in hohem Grade begünstigen.

Gelangt ein derartiges Magma an die Erdoberfläche, so entweicht der größte Teil der Liquida, infolge davon zerspratzt die Lava oder bläht sich auf und erstarrt schlackig, porös und glasig, oder dicht, porphyrisch und nur teilweise krystallin. Erkaltet es aber unter hohem Drucke in der Tiefe, so werden die Liquida länger zurückgehalten und es tritt eine gleichmäßig-körnige, vollkrystalline Erstarrung ein. Auf diese Weise können aus dem nämlichen Eruptionsmateriale an der Erdoberfläche Laven und Gläser, porphyrische, felsitische und glasreiche Gesteine (vulkanische Gesteine), — in der Tiefe des Kanales vollkrystalline Gesteine (Tiefengesteine, plutonische Gesteine) entstehen. Die Liparite, Phonolithe, Trachyte, Andesite und Basalte nebst ihren Laven und Gläsern dürften demnach nur die äußersten, an die Oberfläche der Erde reichenden Zweige von Eruptivmassen vorstellen, die in größerer Tiefe unter dem Drucke der darüber lastenden Säule zu granit-, syenit-, diorit-, dolerit- und diabasartigen

Modifikationen erstarrten. Der strukturelle Unterschied zwischen solchen plutonischen und den vulkanischen Gesteinen würde somit nicht auf ihrem verschiedenen geologischen Alter, sondern vielmehr auf ihrem Erstarrungsniveau beruhen. Ihre Altersunterschiede sind demnach nur scheinbare, indem die plutonischen Gesteine fast überall dort, wo sie jetzt zu Tage treten, aus älteren Perioden stammen, weil eben lange Zeiten nötig waren, um die Erdoberfläche bis hinab in das Niveau dieser vollkrystallinen Erstarrungsprodukte zu denudieren. Bei jüngeren Eruptionsprodukten hat dieser Abtragungsprozeß noch gar nicht oder noch nicht so tief eingewirkt, deshalb sind uns die oberen echt vulkanischen Modifikationen noch erhalten, gehen aber nach der Tiefe zu in plutonische, vollkrystalline Gesteinsmassen über.

Jedenfalls aber lassen sich die Eruptivgesteine nach dem Niveau ihrer Erstarrung und nach ihrer unter den dort herrschenden Verhältnissen erlangten Struktur in zwei Hauptgruppen teilen: vulkanische oder Ergußgesteine und plutonische oder Tiefengesteine. Beiden gemeinsam sind die Gänge als Ausfüllung von Zufuhrkanälen des glutigen Magmas oder als Ausläufer (Apophysen) größerer eruptiver Gesteinskörper*).

§ 3. **Die vulkanischen Gesteine.** Die vulkanischen Gesteine sind aus der Erstarrung von glutflüssigen Magmen hervorgegangen, welche auf Eruptionskanälen oder -spalten aus der Erdtiefe emporgestiegen sind, sich auf der Erdoberfläche kuppig aufgestaut, decken- oder stromförmig ausgebreitet haben und z. T. gleichzeitig eine Zerspratzung in Sande, Lapilli und Bomben erfahren haben können. Ihre Lagerungsformen sind demnach Gänge, Kuppen, Ströme und Decken (durch spätere Bedeckung von Sedimenten Lager), verknüpft mit Ablagerungen vulkanischen Schuttes.

Die durch ihre oberflächliche Erstarrung bedingten, also für ihre vulkanische Natur charakteristischen Eigentümlichkeiten der hierhergehörigen Gesteine sind: 1. ihre feinkrystalline, dichte, felsitische, glasige oder glasreiche Ausbildungsweise; 2. ihre Neigung zu porphyrischer Ausbildung. Diese beruht darauf, daß sich in dem emporsteigenden glutflüssigen Magma bereits innerhalb des Eruptionsschlundes Mineralindividuen ausschieden und in freier Formentwickelung (idiomorph) zu oft beträchtlicher Größe anwuchsen, während der Rest des Glutflusses erst an der Erdoberfläche und deshalb rascher zu einer dichten oder glasigen Grundmasse erstarrte und jene älteren Krystallausscheidungen als porphyrische Einsprenglinge umfaßte; 3. die größere oder geringere Beteiligung von Glas an der Zusammensetzung der Gesteinsmasse, sowie die Führung von Glaseinschlüssen in

---

*) Reyer, Physik der Eruptionen 1877. — Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. d. massigen Gesteine. 3. Aufl. 1895. S. 1—12. — Zirkel, Lehrb. d. Petrogr. 2. Aufl. Leipzig 1893. I. S. 636—823.

den Krystallausscheidungen (vgl. S. 188); 4. die allgemeine Verbreitung von Fluidal-Erscheinungen, in welchen die fließende Bewegung des bereits Ausscheidungen führenden Magmas ihren Ausdruck findet; 5. das Auftreten schlackiger und blasiger Modifikationen, erzeugt durch das Entweichen von Gasen und Dämpfen aus der zähflüssigen Lava; 6. die Verknüpfung mit Ablagerungen von vulkanischen Auswürflingen (Tuffen), wie sie durch explosive Zerstäubung des glutflüssigen Magmas erzeugt werden.

Je nachdem die Eruption dieser vulkanischen Gesteine in die jüngsten geologischen Zeiträume, oder in ältere Perioden gefallen ist, unterscheidet man sie als jung- und altvulkanisch (vgl. S. 216). Zu letzteren gehören die paläovulkanischen Diabaslager der Silur-, Devon- und Subcarbonformation, sowie die mesovulkanischen Lager und Ströme von Melaphyren, Porphyriten, Quarzporphyren und Pechsteinen innerhalb der Obercarbon- und Permformation. In allen aber scheint die glasige Beschaffenheit der Grundmasse ursprünglich eine viel allgemeinere gewesen zu sein, und erst infolge späterer Umwandlungsprozesse einer sekundären felsitischen Ausbildung Platz gemacht zu haben (Sauer).

Die Gruppe der jungvulkanischen Gesteine wird gebildet von den Lipariten, den Trachyten und Phonolithen, den Andesiten und Basalten der tertiären und jüngsten Zeit nebst den Gläsern und Tuffen der genannten Gesteine.

Die Gruppe der altvulkanischen Gesteine umfaßt die paläozoischen Vorfahren jedes einzelnen Gliedes der jungvulkanischen Gruppe (vgl. die Tabelle auf S. 216 und 217). Den Quarztrachyten entsprechen die Quarzporphyre, den Phonolithen die Eläolithsyenitporphyre, den Trachyten die Orthoklasporphyre und Minetten, den Andesiten die Porphyrite, den Plagioklasbasalten und Doleriten die Diabase, Augitporphyrite und Melaphyre, den Obsidianen die Pechsteine.

Die Analogien zwischen beiden Reihen beschränken sich aber nicht auf Mineralbestand und Struktur, sondern wiederholen sich in den allgemeinen Lagerungs- und Verbandsverhältnissen. Wie die jüngeren, so treten auch bereits die altvulkanischen Gesteine als Quellkuppen, namentlich aber ursprünglich als Decken und Ströme, jetzt als Lager auf, welche sedimentären Schichtensystemen regelmäßig eingeschaltet sind, mit ihnen wechsellagern und an allen Biegungen und Knickungen derselben teilnehmen. Auch Tuffbildungen finden wir bei den Eruptionen der Porphyrite, Melaphyre, namentlich aber der Diabase und Quarzporphyre, wieder. Die Melaphyre im Rotliegenden sind größtenteils echte, lavaartig geflossene Ströme mit blasiger Oberfläche und stehen oft mit gangartigen Durchbrüchen in ersichtlicher Verbindung. Die Umgebungen der letzteren sind dann zuweilen wahre Aschen- und Schlackenfelder. Ebenso waren mit der Eruption des Mela-

phyres mitunter Auswürfe von schlackigen Bomben verknüpft, welche jetzt, von Sandsteincement zusammengehalten, Melaphyr-Bomben-Konglomerate in der Schichtenreihe des Rotliegenden bilden. Ähnliches gilt von den Porphyriten, sowie von den Quarzporphyren, deren z. T. nur geringmächtige, aber über große Flächen ausgebreitete Lager sehr gewöhnlich mit Tuffen vergesellschaftet zu sein pflegen. Letztere haben sich sogar während der Rotliegendzeit lokal zu wahren, unseren Stratovulkanen entsprechenden Schuttkegeln aufgetürmt (Rochlitzer Berg, Zeisigwald i. S.). Die in älteren geologischen Gebieten aufsetzenden, mitunter meilenlangen Porphyrgänge sind die Ausfüllung von Eruptionsspalten, über welchen sich das empordringende Quarzporphyr-Magma hier und dort zu Quellkuppen aufgestaut oder deckenförmig ausgebreitet hat. Unter ganz entsprechenden Verhältnissen treten die Diabase auf, nämlich als Lager zwischen silurischen und devonischen Schichtenkomplexen, z. T. mit gekrösartiger Lavaoberfläche, innig verknüpft mit Mandelsteinen (also früheren blasigen Laven), sowie mit nicht selten Versteinerungen führenden und schlackige Bomben umschließenden Tuffen, während sie anderorts ältere Gebirgsmassen gangförmig oder stockförmig (als »Necks«) durchsetzen.

Nach solchen Beobachtungen unterliegt die vulkanische Natur der Diabase, Melaphyre, Porphyrite und Porphyre nicht dem geringsten Zweifel, gleichgültig, ob ihre Eruption vor langen geologischen Zeiträumen stattgefunden hat: die jetzt lagerartige Gestalt der genannten Gebirgsglieder entspricht den vulkanischen Decken und Strömen der Neuzeit, Kuppen von Quarzporphyr sind vom geologischen Standpunkte nichts anderes, als solche von Liparit, die mandelsteinartigen Varietäten der Diabase und Melaphyre sind nichts, als einstmalige, schlackige und blasige Laven, die Pechsteine sind den Obsidianen ähnliche Erstarrungsmodifikationen, die Tuffablagerungen nichts als die Produkte vulkanischer, mit den Gesteinseruptionen verknüpfter Aschenregen, ein Teil der Melaphyr-, Quarzporphyr- und Diabaskonglomerate besteht aus vulkanischen, nicht selten schlackigen Bomben der betreffenden Gesteinsart, — kurz zwischen allen diesen Gesteinen und den vulkanischen Produkten der Jetztzeit ist mit Bezug auf ihre Entstehungsweise nur ein zeitlicher Unterschied.

§ 4. **Die plutonischen Gesteine: Granite, Syenite, Diorite, Gabbros und Norite.** Die genannten Gesteine sind in Spalten zu Gängen, in Explosionskanälen zu Stöcken und in durch die Intrusion des Magmas gebildeten unterirdischen Räumen zu Lakkolithen innerhalb der Erdtiefe erstarrt, ohne die Erdoberfläche zu erreichen, sind vielmehr erst durch spätere Denudation angeschnitten und bloßgelegt worden. Mit der Gesteinswerdung eines von Gasen und Dämpfen durchtränkten Magmas in solcher Tiefenlage und unter den dort herrschenden Druck- und Temperaturverhältnissen

sind folgende charakteristische Eigentümlichkeiten der plutonischen Gesteine verknüpft*).

1. Ihre Ausbildung ist eine vollkrystalline (holokrystalline), d. h. ihr ursprüngliches Magma erstarrte zu einem Aggregate von lauter krystallinen Mineralindividuen. Es entbehren somit die plutonischen Gesteine jener für die vulkanischen Gesteine so charakteristischen glasigen oder mikrofelsitischen Zwischenmasse (Basis), ebenso wie der Glaseinschlüsse.

2. Die Entwickelung ihrer Gemengteile erfolgte derartig, daß in der Regel die Bildung eines jeden derselben kontinuierlich, ohne Unterbrechung und Wiederholung verlief, also derjenigen der anderen Gemengteile vorherging oder folgte. Es gehören dann alle Individuen eines Bestandteiles einer Generation an. Durch diese die freie Formentwickelung der Mineralindividuen hindernde Ausbildung wird die körnige Struktur der plutonischen Gesteine erzeugt, die sich dann aus fast lauter, durch das Anstoßen an die Nachbarmineralien unregelmäßig begrenzten (xenomorphen, allotriomorphen) Bestandteilen zusammensetzen. Porphyrartige Modifikationen stellen sich meist nur in deren Grenzzonen gegen das Nebengestein ein. Die Verfestigung beginnt in ersterem Falle mit der Krystallisation der Erze, des Apatites und der accessorischen Gemengteile, darauf folgt die Ausscheidung der eisen- und magnesiahaltigen Silikate (Amphibol, Pyroxen, Glimmer), dann diejenige der Feldspate und endlich des Quarzes. Die Reihenfolge in der Bildung der Bestandteile ist demnach beim Granit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Turmalin — Glimmer — Feldspate — Quarz; beim Syenit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit — Hornblende, Pyroxen, Biotit — Feldspate, Eläolith — (Quarz); beim Diorit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit — Hornblende, Biotit — Kalknatronfeldspat — (Quarz); beim Gabbro: Eisenerz, Apatit — Diallag und andere Pyroxene, Olivin — Kalknatronfeldspat.

3. Ausgedehnte Kontaktmetamorphosen des umgebenden Nebengesteines durch physikalische, seltener durch chemische, stofflich verändernde Einwirkung. Phyllite und Tonschiefer werden von Granit, Syenit, Gabbro und Diorit auf weitere Erstreckung zu Fruchtschiefern, Hornfels, Andalusit-Glimmerfels, Turmalin- und Chiastolithschiefern, — Kalksteine zu oft von Granat, Vesuvian und anderen Kontaktmineralien erfülltem Marmor umgewandelt.

Innerhalb selbständiger Gänge oder als Apophysen nehmen die plutonischen Gesteine nicht selten echt porphyrische Struktur an. So z. B. im Harze die Apophysen des Brocken- und Ramberggranites (Lossen), im Erzgebirge diejenigen der Granite von Geyer, Buchholz, Eibenstock (Sauer, Schalch), im Odenwald (Chelius), im Hohwald (Rosenbusch) u. a. a. O.

---

*) H. Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. d. massigen Gesteine. 2. Aufl. 1886. S. 8 u. f.

Man hat diese Porphyrfazies des Granites als porphyrischen Mikrogranit oder als Granophyr bezeichnet. In einem ähnlichen Abhängigkeitsverhältnisse stehen die Aplite zu den Graniten, der Tinguait zum Nephelinsyenit, die Minetten und Vogesite zu den Syeniten, sowie die Kersantite und Camptonite zu den Dioriten, und zeichnen sich großenteils durch ihre Zusammensetzung aus wesentlich ringsum ausgebildeten (automorphen, idiomorphen) Mineralindividuen aus.

Nicht selten werden bei der Strömung des Eruptivmagmas oder bei dessen Einpressung (Intrusion) in Spalten die innerhalb des Schmelzflusses bereits verfestigten Krystallindividuen zerbrochen, zermalmt oder rundlich abgerieben und dann diese Fragmente zuweilen streifig-lagenförmig in der erst später erstarrenden Zwischenmasse angeordnet. Die hierdurch erzeugte Struktur wird als Protoklasstruktur bezeichnet.

§ 5. **Differenzierung** (Spaltung) **der Eruptivmagmen***). Häufig ist die Erscheinung, daß ein einheitlicher eruptiver Gesteinskörper eine Differenzierung in mineralisch und chemisch voneinander abweichende, namentlich in basische und saure Glieder aufweist. Hierbei pflegen die kieselsäurearmen Modifikationen die Randzonen des Lakkolithes oder Stockes einzunehmen, die sauren Varietäten dessen zentrale Hauptmasse zu bilden. Derartige Differenzierungen beruhen auf einer Spaltung des Magmas und zwar in erster Linie auf der Konzentration der Eisen- und Magnesiasowie der Kalktonerdesilikate längs seiner Abkühlungsfläche. So besitzt, um nur einige nahe liegende Beispiele zu nennen, das Granitmassiv des Brockens eine basische Randfazies von Diorit und Gabbro, die durch Übergänge mit dem Biotitgranit verbunden sind (Lossen). Das Meißner Massiv gliedert sich in einen Kern und eine breite Randzone von Hornblendesyenit, welche durch Biotitgranit und Syenitgranit voneinander getrennt werden. An den äußersten Enden des langelliptischen Massivs geht der normale Syenit in Augitsyenit (bei Gröba) oder in Augitdiorit (bei Tronitz) über (Sauer, Klemm, Beck). Auch der Granititstock von Durbach im Schwarzwald besitzt eine Randfazies von Pinitgranitit und Glimmersyenit (Durbachit). Ganz ähnliche randliche Syenitzonen wiederholen sich an noch anderen Graniten des Schwarzwaldes (Sauer). Mit dem Augitsyenit des Monzoni und von Predazzo stehen basische, schließlich magnetit- und olivinreiche Pyroxenite als randliche Fazies in Verbindung (nach Brögger).

Ähnlich gerichtete Differentiationserscheinungen wiederholen sich in Gängen, welche dann eine chemische und somit petrographische Verschiedenheit zwischen Gangmitte und Salbändern aufweisen. So bauen sich

---

*) Vergl. W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I. Kristiania 1894; II. 1895 und namentlich III. 1898.

z. B. gewisse Gänge der Gegend von Schmalkalden im Thüringer Walde in der Mitte aus Granitporphyr und symmetrisch zu beiden Seiten zunächst aus Syenitporphyr, dann aus Melaphyr auf (Bücking). Im Kristianiagebiete besitzen Quarzporphyrgänge Salbänder von Diabas, ferner quarz- und orthoklasreiche Gänge von Glimmersyenitporphyr Grenzzonen von Kersantit (Brögger).

Endlich hat man auch das gegenseitige Verhältnis in der chemisch-mineralischen Zusammensetzung eines Hauptgesteines und seiner Gangbegleiter (seines Ganggefolges) durch Spaltung des ursprünglichen Hauptmagmas zu erklären versucht, infolge deren sich in letzterem vor seiner Intrusion in die Gangspalten bereits eine Differenzierung in eisen-, magnesia-, kalkreiche und in alkalitonerdereiche Teilmagmen vollzogen hatte. Je nachdem nun diese Spaltung mehr oder weniger weit fortgeschritten war, entfernen sich die einzelnen Gangmischungen bald mehr, bald weniger weit von der Zusammensetzung des Hauptgesteines und können zuweilen Gruppen von benachbarten Gängen liefern, welche sich komplementär verhalten. So ergaben sich z. B. im Kristianiagebiete gewisse Camptonit- und Bostonitgänge als einander ergänzende Begleiter des Nephelinsyenites, Gänge von Minette, Bostonit und Foyait als solche des Laurdalites (Brögger).

In gleicher Weise wie die randliche Konzentration der Eisen-Magnesia-Kalksilikate innerhalb des Eruptivmagmas kann sich lokal eine solche der oxydischen und sulfidischen Erze vollziehen, wie sie sonst vielen Eruptivgesteinen als weitläufig zerstreute Körnchen eingesprengt erscheinen. Hierbei vermag sich die magmatische Ausscheidung des Erzgehaltes bis zur Herausbildung abbauwürdiger Lagerstätten zu steigern*). Hierher gehören z. B. die mächtigen Schlieren von Magnetit im Syenit und Orthoklasporphyr im Osten des mittleren Ural (Blagodat), die Massen von Titaneisenerz in den Gabbrogesteinen von Eckersund im südlichen Norwegen, die Vorkommnisse von Chromeisenerz in Olivingesteinen und Serpentinen im Ural, in den atlantischen Staaten und Steiermark, die Lagerstätten von zum Teil nickelhaltigem Eisenkies, Magnetkies und Kupferkies in den Gabbrogesteinen Norwegens**).

§ 6. **Veränderung des Nebengesteines durch Eruptivgesteine (Kontaktmetamorphose).** Bei dem glutflüssigen Zustande, den die Eruptivgesteine besaßen, als sie aus der Erdtiefe in die Erdkruste injiziert wurden, ist vorauszusetzen, daß sie auf ihr Nebengestein sowohl, wie auf die von ihnen umschlossenen Fragmente des letzteren eine umgestaltende, metamorphosierende Einwirkung ausgeübt haben. Dergleichen Veränderungen werden als Kontaktmetamorphosen bezeichnet.

---

*) J. H. L. Vogt, Z. f. prakt. Geol. 1900. S. 233 u. f., sowie 1893. S. 4 u. f.

**) R. Beck; Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901. S. 13—52.

Dieselben sind doppelter Art: 1. von rein kaustischer Natur, also ausschließlich durch die von dem Eruptivgesteine ausgehende hohe Temperatur erzeugt und nur im Kontakte mit vulkanischen Gesteinen anzutreffen; — 2. von allgemeinerer, nicht kaustischer Natur und an plutonische Gesteine gebunden. Nur die Umkrystallisierung des Kalksteins zu Marmor und dessen Erfüllung mit mineralischen Neubildungen ist den Kontaktmetamorphosen beider Gruppen von Eruptivgesteinen gemeinsam.

Rein kaustische Einwirkungen von Seiten vulkanischer Gesteine machen sich zunächst in der Brennung, Frittung, Anschmelzung, Verglasung, Verkokung, Umkrystallisierung und säulenförmigen Absonderung des Nebengesteines und seiner Fragmente bemerkbar *).

Die Erscheinung der Verglasung, Frittung und Brennung zeigt sich in vorzüglicher Deutlichkeit dort, wo vulkanische Gesteine, z. B. Basalte, Bruchstücke ihres Nebengesteines umschlossen haben. Dann sind diese nicht selten in kleine Fragmente zerborsten (»zerspratzt«), zu Glas um- oder angeschmolzen (randlich corrodiert), verschlackt, porzellanartig verhärtet, säulig zerklüftet, rotgebrannt oder entfärbt, ja es kann eine partielle oder vollständige Einschmelzung und Resorption der Einschlüsse bewirkt werden, an deren Stelle dann mineralische Neubildungen treten können. So sind in den Schmelzprodukten und Glasrinden von Fragmenten und Mineralspratzlingen innerhalb vulkanischer Gesteine Ausscheidungen von Augit, Hornblende, Cordierit, Feldspat, Tridymit, Rutil, Spinell, Magnetit zu stande gekommen und eben solchen Vorgängen verdanken z. B. die Kalksteinauswürflinge des Monte Somma ihre randliche Einschmelzung in zonar struierte Aggregate von Augit, Glimmer, Olivin usw. Umschmelzende Einwirkungen zeigen sich ferner z. B. bei den Bruchstücken von Tonschiefer und Grauwacke, welche durch die Vulkane der Vorder-Eifel und des Roderberges oberhalb Bonn im Verein mit Bomben, Aschen und Lapillen ausgeworfen worden sind, ferner bei denen von Glimmerschiefer, Quarz und Gneiß aus den vulkanischen Schlackenanhäufungen des Kammerbühl bei Eger, welche zum Teil mit einer förmlichen Glaskruste bedeckt sind, während z. B. in den Sericitschieferfragmenten aus dem Basalte von Naurod bei Wiesbaden nur die aus Sericit und Chlorit bestehenden Lagen verglast und in Graniteinschlüssen oft nur die Glimmer geschmolzen und die Feldspate gefrittet worden sind. Anderorts jedoch haben Basalte die Fragmente von Granit, Porphyr, Gneiß randlich oder durch und durch in reines, grünes oder schwarzes Glas (sog. Hydrotachylit) umgeschmolzen (Roßberg in Hessen, Löbau i. S). Ganz ähnliche Einwirkungen haben die Basalte auf angrenzende Sandsteine, Mergel und Schiefertone ausgeübt, haben die Sandsteine entfärbt, zu einer emailartigen, glänzenden Masse gefrittet (z. B. an der

*) F. Zirkel, l. c. III. S. 99.

blauen Kuppe bei Eschwege), haben das tonig-kalkige Bindemittel gewisser Sandsteine zu Glas geschmolzen, während die Quarzkörner unversehrt geblieben sind (Oberellenbach in Niederhessen, Wildenstein bei Büdingen), haben Tone und Mergel in Ziegel gebrannt (z. B. bei Weida in Bayern; am Niederrheine) oder in Porzellanjaspis, eine harte, muschelig brechende, schwach fettglänzende, grau oder rot gefärbte oder geflammte Gesteinsmasse, umgewandelt. Ein recht instruktives Beispiel einer von Trachyt bewirkten kaustischen Kontaktmetamorphose lieferte der Trachytlavastrom des Monte Tabor auf Ischia, welcher nebst seinem Liegenden am Nordufer der Insel an der Punta della Scrofa aufgeschlossen war und in Fig. 94 wiedergegeben ist. In diesem Profile ist *a* der 10 m mächtige Trachytstrom, mit rauher und zackiger unterer Begrenzungsfläche; *b* = posttertiäre Meeresbildungen, bestehend zu oberst aus grauen, mergeligen Tonen (sogenannter Creta), in den tieferen Niveaus reich an Obsidian- und Bimssteinbomben. Im Kontakte mit dem Trachytlavastrom zeigen sich die mergeligen Tone 2—3 m tief vollkommen gebrannt, haben ihre ursprünglich graue Farbe verloren und eine gelbe bis rote Färbung, zugleich aber eine ausgezeichnete, vertikal stengelige Absonderungsform angenommen (*b'*).

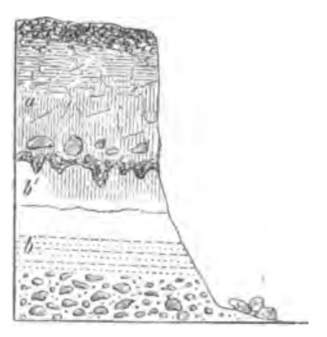


Fig. 94. Kontaktmetamorphose durch einen Trachytstrom. Punta della Scrofa, Ischia. (*H. Crd.* 1878.)

Sowohl Basalt, Trachyt und Phonolith, wie Melaphyr, Diabas und Porphyr haben an einer großen Anzahl von Punkten Veranlassung zur Verkokung, d. h. zur Umwandlung von Braunkohle in Steinkohle und Anthracit und von Steinkohle in Anthracit und graphitische Substanz gegeben. Ausgedehnter Bergbau hat derartige Verkokung namentlich schön am Meißner, Hirschberg und Stellberg (südöstlich von Cassel) verfolgen lassen. Das am Meißner im Durchschnitte etwa 25 m mächtige Braunkohlenflötz wird direkt von einer Basalt- und Doleritdecke überlagert (siehe Fig. 18, S. 42) und ist im Kontakte mit ihr stark metamorphosiert *). Unmittelbar unter dem Basalte liegt eine dünne Schicht von Schwühl, einem stengelig-schlackig gebrannten kohligen Ton. Die direkt unter ihm lagernde Braunkohle ist in einen schlackigen Kok, seltener in metallisch glänzenden Anthracit mit Streifen von Pechkohle umgewandelt und zu oberst stengelig abgesondert. Darunter folgt eine dichte, dunkle Schwarzkohle, die in die

*) A. Fr. Moesta, Geologische Schilderung der Gegend zwischen dem Meißner und dem Hirschberge in Hessen. Marburg 1867. — F. Beyschlag, Bl. Allendorf. Berlin 1886. S. 37. — A. Uthemann, Abh. d. k. preuß. geol. Landesanstalt. Heft 7. Berlin 1892.

erdige, lockere Braunkohle übergeht. Die Mächtigkeit dieser kontaktmetamorphischen Zone beträgt 2—5,5 m. Die jurassische Steinkohle von Fünfkirchen in Ungarn ist durch ein diabasartiges Eruptivgestein auf 5—10 cm Entfernung in kokähnliche Masse verwandelt. Ähnliches gilt von der Trias-Steinkohle Virginiens und Nordcarolinas. In Schlesien (z. B. Grube Fixstern bei Altwasser) hat der Quarzporphyr, bei Mährisch Ostrau und in der Rheinpfalz der Melaphyr, bei Commentry der Trachyt die Steinkohle in Anthracit metamorphosiert.

Wo Basalt Lager von Spateisenstein durchsetzt, hat er den letzteren längs seiner Kontaktflächen in Magnetit verwandelt (Siegener Land).

Eine sehr gewöhnliche Folge der von dem glutflüssigen Eruptivgesteine ausgehenden Erhitzung des Nebengesteines ist seine prismatische Absonderung, wie sie sich in ähnlicher Weise bei den den Schmelzraum umgebenden Gestellsteinen der Hochöfen auszubilden pflegt und im Kontakte von Basalt mit Buntsandstein (Wildenstein bei Büdingen), Quadersandstein (bei Zittau), Ton und Braunkohle (am Meißner), von Trachyt mit Steinkohle (Commentry), von Diabas mit Steinkohle (Fünfkirchen), von Phonolith mit Braunkohle (im nördlichen Böhmen), von Quarzporphyr mit Dolomit (Toskana), mit Steinkohle (Altwasser in Schlesien), von Melaphyr mit Steinkohle (Sulzbach in der Pfalz) beobachtet worden ist.

Ebenfalls nicht selten ist die von vulkanischen wie von plutonischen Eruptivgesteinen ausgehende Umwandlung gewöhnlicher dichter Kalksteine in zum Teil schneeweißen, krystallinisch körnigen Marmor, wobei die den Kalkstein färbende kohlige oder bituminöse Substanz verschwindet, die Schichtung verloren geht und die etwaigen organischen Reste derselben verwischt werden. Dies ist z. B. auf der Insel San Jago am Grünen Vorgebirge durch einen Lavastrom geschehen, wo er mit einem ganz jungen, aus Muschelschalen bestehenden Kalksteine in Berührung gelangte; ganz ähnliches wiederholt sich auf der Insel Rathlin an der Küste von Antrim

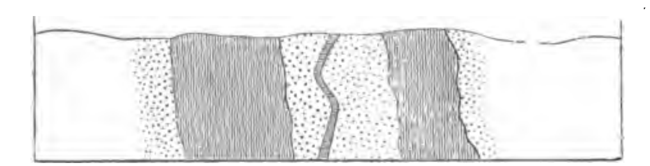


Fig. 95. Kreide im Kontakt mit Basalt in Marmor umgewandelt.

in Irland. Hier werden die Schichten der Kreide von zwei parallelen Basaltgängen dergestalt durchsetzt, daß diese durch ein 12 m breites Zwischenmittel von Kreide von einander getrennt werden (Fig. 95). Diese außerdem noch von einem etwa 0,3 m mächtigen Basaltgange durchschnittene Zone ist vollständig in Marmor umgewandelt. Dasselbe ist mit der außerhalb

der Basaltgänge befindlichen Kreide auf eine Entfernung von über 1 m geschehen, von wo aus ein ganz allmählicher Übergang in die gewöhnliche Kreide stattfindet. Die Versteinerungen sind in der umkrystallisierten Kreide spurlos verschwunden. In ganz analoger Weise sind gewisse Kalksteine der Pyrenäen und Skandinaviens durch plutonische Gesteine in Marmor umgewandelt worden. So gewährt z. B. die Schlucht Escabar in den Pyrenäen einen Einblick in eine höchst interessante Form der Kontaktmetamorphose*). Hier sind silurische Kalksteinfragmente von dem empordringenden Granit umhüllt und in ein höheres Niveau mitgenommen worden. Diese zum Teil etwa 0,3 m großen Bruchstücke sind in ihrem Zentrum genau von derselben Beschaffenheit, wie das in tieferen Regionen des Gebirges anstehende Muttergestein, und ebenso wie dieses von dunkelblaugrauer Farbe, nach außen zu aber wird ihr Gefüge immer krystallinischer, ihre Farbe zugleich eine immer hellere, bis schließlich der äußerste Saum des Fragmentes in einer Dicke von etwa 0,02 m aus einem ganz weißen und grobkrystallinischen Marmor besteht. Ebenso sind nach v. Richthofen die Bruchstücke von Triaskalk im Augitporphyr bei Gröden in Südtirol nach außen in grobkrystallinisch-blätterigen Marmor umgewandelt, im Inneren noch dicht. Die nämliche Erscheinung zeigt sich im Kontakte mit Basalt an Jurakalken von Streitberg, ferner mit Diabasgängen an den silurischen Kalksteinen der Umgegend von Kristiania, welche hier in schneeweißen Marmor metamorphosiert worden sind. Daß aber in der Tat dichte Kalksteine durch starke Erhitzung in Marmor umgewandelt werden können, sobald die Kohlensäure nicht entweichen kann, hat A. Becker durch neuerdings von ihm nach Hall's, Richthofen's und G. Rose's Vorgang wiederholte Versuche bewiesen**). In dicht verschlossenen Gefäßen setzte er Pulver von künstlich gefälltem Kalkcarbonat und von Schlämmkreide eine Zeit lang der heftigsten Glühhitze aus, durch welche jenes, jedoch ohne zu schmelzen, in feinkörnigen Marmor umgewandelt wurde. Zu gleichen Resultaten führten die jüngst von H. le Chatelier angestellten Versuche.

Mit der Kontaktmetamorphose unreinen Kalksteines in Marmor war nicht selten die Ausbildung von sogenannten Kontaktmineralien innerhalb des letzteren verknüpft und zwar namentlich von kalkhaltigen Silikaten, wie Granat, Vesuvian, Wollastonit, Skapolith, Prehnit, Epidot, Pyroxen, Hornblende, Grammatit, daneben von Spinell, Titanit, Flußspat und Glimmer. Zu den bekanntesten derartigen Kontaktbildungen gehören diejenigen von Predazzo in Südtirol, wo durch Einwirkung des Augitsyenites (Monzonites) der triadische Kalk in feinkörnigen Marmor verwandelt und letzterer stellenweise bis zu 3 m Entfernung von Brucit, Vesuvian, Granat, Gehlenit, Spinell,

---

*) F. Zirkel, Z. d. D. geol. Ges. 1867. S. 108.

**) A. Becker, Tscherm. min. und petr. Mitt. 1885. S. 122.

Glimmer, Magneteisen imprägniert ist. Ähnliche Kontaktmineralien finden sich am benachbarten Monzoni im Kontakte des dortigen Augitsyenites mit dem in Marmor verwandelten Triaskalke. Dieselben besitzen hier die Neigung zu zonenartiger Anordnung und halten dann im allgemeinen die Reihenfolge Granat — Augit — Serpentin — Brucit mit Kalkstein (Predazzit) inne*). Auch der Tonalit des Adamello hat analoge kontaktmetamorphische Einwirkungen auf den benachbarten Muschelkalk ausgeübt**). Auf Elba, in Calabrien, in den Pyrenäen u. a. O. tritt ebenfalls Granat im Marmor an dessen Kontakt mit Granit auf. In besonders großartigem Maßstabe sind derartige und ähnliche Umwandlungserscheinungen im Kontakte mit den granitischen und syenitischen Eruptivgesteinen des südlichen Norwegens ausgeprägt***). Am Konerudberge, südwestlich von Kristiania, bildet der Granit einen flachen Lagergang im Silur, in welches von dessen unregelmäßig welliger oberer Grenzfläche aus zahlreiche, zum Teil gegen 100 m lange Apophysen auslaufen. Die silurischen Schichten sind durch den Kontakt mit dem Granit vollkommen metamorphosiert, und zwar die Kalke in Marmor, die kalkigen Tonschiefer hingegen in buntstreifigen Kalksilikathornfels (Kalkhornfels), oder in ein krystallinisch schieferiges Gestein, dessen abwechselnd graue, grüne, braune und weiße Lagen unvollkommen ausgebildeten, schieferigen Massen von Granat, Epidot, sowie gneißartigen Gemengen aus Glimmer, Pyroxen, Quarz und Feldspat entsprechen. Cementnieren, welche in den silurischen Schiefern eingelagert auftraten, sind in braune Granatknollen und in Vesuvian umgewandelt, Graptolithenschiefer in Chiastolithschiefer. Die organischen Reste der metamorphosierten Schichten sind oft noch deutlich neben den neugebildeten Mineralien erhalten.

Ganz ähnliche Kontaktwirkungen hat der dichte Silurkalk von Miltitz in Sachsen von seiten des Meißner Syenites erfahren, durch welchen er in ziemlich grobkrystallinen Marmor mit Granat, Vesuvian, Epidot, Zoisit, Augit, Hornblende, Biotit, Cordierit und Anthophyllit umgewandelt wurde. Auch der silurische Kalkstein von Berggießhübel in Sachsen hat durch den Granit eine Metamorphose in Marmor, zum Teil aber auch in Tremolit, Actinolith, Epidot, Zoisit und Magnetit führende Granat-Augitgesteine erlitten†).

---

*) C. Doelter, Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1875. S. 288. — J. Lemberg, Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 187 und 1877. S. 457. — v. Mojsisovics, Die Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879. S. 367 u. 378. — E. Reyer, Predazzo. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1881. S. 1.

**) R. Lepsius, Das westliche Südtirol. Berlin 1878. S. 67 u. f. — W. Salomon, Tscherm. min. und petr. Mitt. XV. 1895. S. 159.

***) W. C. Brögger, Kristianiagebiet usw. Kristiania 1883. S. 324—374.

†) A. Sauer, Erl. z. Sekt. Meißen d. geol. Spezialk. v. Sachsen. S. 46. — R. Beck, Erl. z. Sekt. Berggießhübel. S. 54.

Zu der zweiten, nicht rein kaustischen Gruppe von kontaktmetamorphischen Erscheinungen gehört ferner die Umwandlung, welche die Phyllite und paläozoischen Tonschiefer im Umkreise plutonischer Eruptivmassen, also namentlich der Granite, Syenite und Gabbros erlitten haben (siehe S. 286). Innerhalb der Kontakthöfe im Schiefer rings um die genannten plutonischen Gesteine läßt sich deutlich eine Zunahme der Intensität der Veränderungen wahrnehmen, welche in geradem Verhältnisse zu der Annäherung an das Eruptivgestein steht. In einem vollständig und normal ausgebildeten Kontakthofe verläuft die Umwandlung der Schiefer etwa folgendermaßen. Zuerst stellen sich in den sonst unveränderten Schiefern kleine knotenähnliche Körper ein; dieselben nehmen bei größerer Annäherung an Menge und Dimensionen zu und bilden sich zu länglichen, fruchtartigen Konkretionen wesentlich von Glimmer, Cordierit oder Andalusit heraus, während gleichzeitig die Schiefermasse eine Zunahme der Krystallinität wahrnehmen läßt, wodurch sich allmählich ihr ganzer Habitus dem der Glimmerschiefer nähert. Schließlich wird der ursprüngliche Tonschiefer oder Phyllit zu einem aus Glimmer, Quarz, Cordierit und Andalusit bestehenden, schuppig-flaserigen Andalusitglimmerfels (Cornubianit) oder aber zu einem harten, spröden Hornfels, bei denen meist auch die schieferige Struktur vollkommen verloren geht und welche dann scharf gegen den Granit oder Syenit abschneiden*). So lassen sich nach Rosenbusch innerhalb des Kontakthofes der Granitite von Barr-Andlau und des Hohwaldes (Vogesen) folgende drei Zonen unterscheiden (vgl. Fig. 96): 1. die Zone der

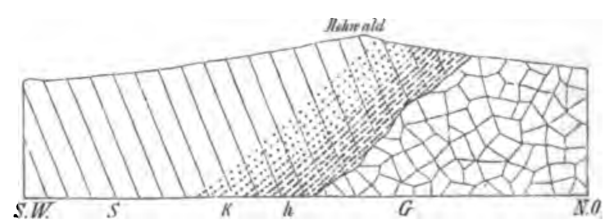


Fig. 96. Profil durch den Kontakt des Granitites und der Steiger Schiefer am Hohwald in den Vogesen. Nach *Rosenbusch*.
S Steiger Schiefer, *G* Granitit, *K* Knotenton- und Knotenglimmerschiefer, *h* Hornfels.

Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit unveränderter Schiefergrundmasse oder Knotentonschiefer; 2. die Zone der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit deutlich gröber krystallin entwickelter Schiefergrundmasse oder Knotenglimmerschiefer; 3. die Zone der Hornfelse und zwar der vorwiegenden Andalusithornfelse. Die Breite des so ausgebildeten Kontakthofes schwankt zwischen 80 und 1200 m. Ähnliche Umwandlungs-

*) H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone usw. Straßburg 1877. — F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. Leipzig 1893. II. S. 88.

produkte der Schiefer wiederholen sich in der Nachbarschaft der Granite und Syenite Sachsens, des Harzes, des Fichtelgebirges, Ostthüringens, des Odenwaldes, von Cornwall, der Bretagne, der Pyrenäen und vieler anderer Gegenden.

Die von den Granitstöcken von Eibenstock, Oberschlema, Aue und Lauterbach im Erzgebirge ausgegangene Kontaktmetamorphose der Phyllitformation haben K. Dalmer, M. Schröder und F. Schalch beschrieben*). Auch hier erleiden die Phyllite eine proportional mit der Annäherung an die eben genannten Granite an Intensität zunehmende Reihe von Veränderungen, an denen sich von außen nach innen folgende Stadien unterscheiden lassen: 1. Fruchtschiefer mit unveränderter Schiefermasse; 2. Fruchtschiefer mit krystalliner Schiefermasse (lokal Chiastolithschiefer); 3. schieferige Glimmerfelse; 4. Andalusitglimmerfels, z. T. auch reich an Cordierit (lokal Andalusithornfels). Da sich nun die Granite von Eibenstock und Oberschlema in der Tiefe vereinigen, so wiederholen sich diese Kontaktzonen innerhalb des beiderseits vom Granite begrenzten und zugleich von demselben unterteuften Phyllites nicht nur oberflächlich nach den beiden Ausgehenden des Granites zu, sondern auch in vertikaler Richtung (Fig. 97), was durch Beobachtungen in den dortigen Erzbergwerken auf das unzweifelhafteste nachgewiesen werden konnte.

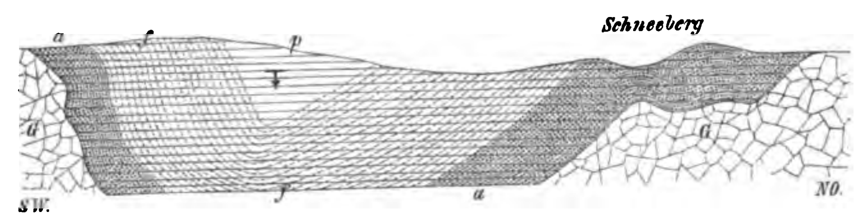


Fig. 97. Profil durch den Kontakt der Granite von Eibenstock und Oberschlema mit Phylliten bei Schneeberg im Erzgebirge. Nach *Dalmer*.
G Granit, *p* unveränderter Phyllit, *f* Fruchtschiefer, *a* Andalusitglimmerfels.

Eine ganz ähnliche Ausbildung besitzt der Kontakthof des Hennberg-Granites im Culmtonschiefer von Weitisberga in Ostthüringen**). Im Kontaktbereiche des Meißner Granit-Syenitmassivs und seiner elbtalgebirgischen Fortsetzung sind die südlich angrenzenden cambrisch-silurischen Schiefer in Andalusitglimmerfels, Andalusitbiotitschiefer, Magnetit-Quarzitschiefer, Cordierit-Biotitschiefer, Chiastolithschiefer und Fruchtschiefer, die Kalksteine in Marmor mit Kontaktmineralien (s. S. 292), die Kieselschiefer

*) Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen: Sekt. Schneeberg. S. 83; Sekt. Kirchberg. S. 25; Sekt. Falkenstein. S. 35; Sekt. Ölsnitz. S. 45.

**) F. E. Müller, N. Jahrb. 1882. II. S. 205. — Hess v. Wichdorff, Centralbl. f. Min. 1901. S. 113.

in Graphit-Quarzitschiefer, die eingelagerten Diabase in Amphibolite, die Diabastuffe in Strahlstein- und Anthophyllitschiefer sowie in Augit-Hornblendeschiefer umgewandelt worden*). Ganz analoge Kontaktwirkungen hat der Granit des Odenwaldes (z. B. von Lindenfels) auf die ihn ursprünglich überdeckenden paläozoischen Schiefer und Kalksteine ausgeübt, die er in Hornfelse, Kalksilikathornfelse, Graphitschiefer, Graphitquarzite, Muscovit-Biotitschiefer und Marmor (Auerbach) metamorphosiert hat**). Dahingegen kennzeichnet sich der Kontakthof des dem Meißener benachbarten Lausitzer Granitmassivs in der untersilurischen Grauwacke durch seine an neugebildetem Feldspat reichen, z. T. vollkommen gneißartigen Biotit-Muscovit-Quarzgesteine, ferner durch seine reichliche Führung von Cordieritknoten, sowohl in den schieferigen Kontaktgesteinen, wie in den krystallin gewordenen Grauwacken (Knotengrauwacken).

Die Kontakthöfe der Granitstöcke des Harzes (des Brocken- und Ramberg-Massivs) in den Tonschiefern, Grauwacken und kalkigen Gesteinen des Devons und Culms bestehen nach Lossen zunächst den Eruptivgesteinen aus hellgrauem Hornfels, z. T. schuppig, glimmerschieferähnlich mit viel weißem Glimmer, sowie mit Turmalin und Andalusit; lokal aus granatführendem Cordieritgneiß. Dann folgen braune, z. T. gebänderte und gefleckte Hornfelse, lokal granatführend, und zu äußerst Fleck- und Knotenschiefer. Die Kalke und kalkigen Schiefer sind in Kalksilikathornfels mit Vesuvian, Granat, Epidot, Hornblende, Cordierit, Zoisit, Rutil, die eingelagerten Diabase in Amphibolit umgewandelt. Die gleichen metamorphischen Einflüsse äußern sich im Kontakte mit dem Gabbro (z. B. bei Harzburg).

Einen auffällig hohen Gehalt an Cordierit besitzen die vom Adamello-Tonalit erzeugten Kontaktgesteine***). Innerhalb vieler Kontaktzonen wiederholt sich die Erscheinung, daß schwarze, kohlenstoffreiche Tonschiefer in Chiastolithschiefer, ferner daß eingelagerte Diabase und Diabastuffe in Hornblendeschiefer, Aktinolithschiefer, Pyroxen-Amphibolitschiefer umgewandelt worden sind, welche neugebildeten Granat, Epidot und Vesuvian führen können.

Eine den altplutonischen Eruptivgesteinen ganz analoge Kontaktmetamorphose hat der jungtertiäre Essexit (ein körniges tephritisches Tiefengestein) vom Rongstock bei Tetschen an den ihn umgebenden cretacëischen Mergeln und zwar bis zu 800 m Entfernung ausgeübt†). Die erste

---

*) A. Sauer, a. a. O. S. 40. — R. Beck, Tscherm. min. und petr. Mitt. XIII. S. 290; N. Jahrb. 1894. II. S. 28.

**) C. Chelius, Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. 1895. 16. Hft. S. 33. — Ders., Erl. z. geol. Karte d. Großh. Hessen. Bl. Zwingenberg. S. 8.

***) W. Salomon, Z. d. D. geol. Ges. 1890. S. 450.

†) J. E. Hibsch, Verh. d. k. k. geol. R. Wien 1889. S. 204. — Ders., Geologische Karte des Böhmischen Mittelgebirges. Bl. II. Wien 1899.

Kontaktwirkung besteht in der Härtung der Mergel, dem Verluste ihrer Dünnschiefrigkeit, dem Ersatz der organischen Reste durch körnigen Kalk, näher am Eruptivstock tritt Epidot in Nestern ein, reiht sich dann zu parallelen Streifen an, ihm gesellt sich Granat zu, bis endlich zunächst dem Kontakte dichte Kalksilikathornfelse entstehen.

Charakteristisch für die neugebildeten Bestandteile der Kontaktgesteine pflegt deren skelettartiger Aufbau zu sein, welcher darin besteht, daß dieselben von rundlichen, meist mikroskopischen Einschlüssen ihrer Nachbarmineralien erfüllt, durchspickt, siebartig durchbrochen sind. Häufig ist auch ihre Form und Aggregierung eine eigenartige, indem sie nicht wie bei den krystallinischen Schiefern zahnartig ineinander greifen, sondern mit geradlinigen, polygonalen Konturen aneinander stoßen und dem Gestein ein pflaster- oder bienenwabenähnliches Gefüge verleihen.

Die Umwandlung der Schiefer von seiten des Granites und Syenites in die aufgezählten Kontaktgesteine beruht nach vielen vergleichenden analytischen Untersuchungen nur auf der molekularen Umlagerung der ursprünglichen Schiefersubstanz und in der gleichzeitigen Abnahme des Wassergehaltes, — nicht aber auf der Zufuhr neuer Mineralsubstanzen. Anders verhält es sich mit der Bildung der Turmalinhornfelse und Turmalinschiefer, welche z. B. im Kontakte mit dem Turmalingranit von Eibenstock, dem Granit von Kirchberg und Lauterbach i. S., ferner in der Kontaktzone des Hohwald-Granitites, sowie des Albany-Granites in New-Hampshire auftreten. Hier muß eine Zufuhr mindestens von Borsäure und Fluor stattgefunden haben. Letzteres gilt auch von der Topasierung, welche sich am Schlusse der Eruption des Granites sowohl auf letzteren, wie auf seine Nachbargesteine geltend gemacht hat (Schneckenstein, Geyer; nach Schröder). Eine ähnliche Nachwirkung der Graniteruptionen bestand in der Emanation von Fluor- und Chlorwasserstoff-haltigen Wasserdämpfen, welche dem granitischen Magma Verbindungen von Zinnsäure, Borsäure, Kiesel-, Wolfram- und Phosphorsäure entzogen hatten und diese in Klüften und Spalten als Mineralien der an die Granite gebundenen Zinnstein-Ganggruppe absetzten, während zugleich eine Metamorphosierung des Nebengesteines in ebenfalls Zinnstein, Topas und Rabenglimmer führenden Zwitter und Greisen (z. B. bei Altenberg-Zinnwald und Markersdorf i. S.) stattfand*). Ebenso vollzog sich im Bereiche einzelner Granite (so der Pyrenäen) unter der Einwirkung borsäurereicher Dämpfe eine Axinitisierung des Nebengesteines. Solche durch magmatische Gasausströmungen bewirkte Kontaktmetamorphosen werden als pneumatolytisch bezeichnet.

Zu einer ähnlichen Gruppe der Kontaktprodukte namentlich des Granites gehören gewisse Lagerstätten von Magnetit und Roteisenstein, z. T. mit

---

*) J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. S. 145 und 471.

Kupferkies, Eisenkies, Arsenkies, Blende und Bleiglanz. So sind die untersilurischen Kalklager des sächsischen Elbtalgebirges bei Berggießhübel von dem dortigen Granit nicht nur in Marmor und Granatfels umgewandelt, sondern teilweise auch durch Magneteisenerz ersetzt worden, dem sich u. a. Kupferkies und Kupferglanz beigesellen können (R. Beck). Analoge Kontaktimprägnationen von Erzen sind außerdem z. B. in der Umgebung der erzgebirgischen Granite (Dalmer, Gäbert), ferner in der Gegend von Drammen im südlichen Norwegen (Vogt), sowie in den Kontakthöfen der Dacite des Banates bekannt.

Die Kontaktwirkungen der Diabase*) sind denen des Granites im allgemeinen sehr ähnlich und bestehen in der Herausbildung von Hornfels, Andalusithornfels, Kalksilikathornfels (z. T. mit Granat, Pyroxen und Vesuvian), andalusitführenden Schiefern und Marmor, so z. B. bei Kristiania, in Nassau und an den Pallisaden von New York. Anderorts und zwar namentlich in den paläozoischen Schiefern des Harzes finden sich als Kontaktprodukte des Diabases grün und rötlich gefleckte Spilosite, grün, grau und rötlich gebänderte Desmonite und dickschieferige bis plattige, hornsteinähnliche Adinole (siehe S. 263 und 259).

B. Die Sedimentärgesteine.

§ 7. **Entstehung und Material der Sedimentärgesteine.** Als Sedimentärgesteine bezeichnet man Ablagerungen, deren Material entweder aus einer wässerigen Lösung auskrystallisiert oder mit Hilfe der Lebenstätigkeit von Organismen ausgeschieden worden ist, oder die aus mechanischen Absätzen des Wassers hervorgegangen sind. Die meisten derselben sind Ablagerungen des Meeres, während Schichten, die durch Quellen und Flüsse, in Sümpfen und Seen gebildet wurden, meist nur eine untergeordnete Stellung einnehmen, wie sich dies aus dem Vergleiche der durch das Meer und die süßen Gewässer eingenommenen Areale ergibt. Man rechnet hierher lediglich Bodensätze chemischen oder mechanischen Ursprunges, schließt aber Gangbildungen und Höhleninkrustationen aus.

Das Material aller Sedimentärgesteine stammt von der Zerstörung älterer, bereits vorhandener Gesteinsmassen durch die chemische oder mechanische Tätigkeit des Wassers. Ursprünglich, also in jenen entlegenen Zeiträumen, während deren sich das erste Wasser auf der Erdoberfläche kondensiert hatte, war diese zerstörende Tätigkeit auf die Erstarrungskruste

---

*) K. A. Lossen, Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 701. — E. Kayser, ebenda. 1870. S. 103. — A. Schenck, Verh. d. nat. Vereins d. pr. Rheinlande. Bonn 1884. S. 53. — G. Greim, N. Jahrb. 1888. I. S. 1. — Brögger, Zeitschr. f. Kryst. XVI. 1890. S. 90. — Andreae und Osann, N. Jahrb. 1893. I. S. 505.

des Planeten und die sie durchbrochen und bedeckt habenden Ergußgesteine (die Panzerdecke, siehe S. 46) beschränkt. Nachdem ihnen das Wasser auf chemischem, dann auch auf mechanischem Wege Stoffe entzogen und in veränderter Gestalt wieder abgesetzt hatte, machte sich chemische Zersetzung und Auflösung, sowie mechanische Wegschwemmung auch auf diese geltend, um aus deren Zerstörungsprodukten neue Gesteinsarten abzulagern, welche in späteren Zeiträumen immer wieder demselben Schicksale verfielen. Das Material der ursprünglichen Erdkruste befindet sich demnach, wie aus der Schilderung der geologischen Tätigkeit des Wassers im ersten Abschnitte hervorgeht, im steten Kreislaufe und erscheint unaufhörlich in neuem Gewande und in neuer Form. Vermehrt und vervielfältigt wird dieses älteste Gesteinsmaterial einerseits durch die zahlreichen Eruptivgebilde, wie sie seitdem hervorgetreten sind, anderseits durch die Kohlensäure, welche allmählich der Atmosphäre entzogen wurde, und dann in den Carbonatgesteinen oder als Kohlenstoff und Kohlenwasserstoff einen wichtigen Anteil an dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe nahm. Auf dieser sich stets wiederholenden Reproduktion des mineralischen Stoffes beruht die verhältnismäßige Einförmigkeit des petrographischen Habitus der sedimentären Schichtenreihe, sowie die Unmöglichkeit, im allgemeinen das geologische Alter eines Sedimentgesteines an seinem petrographischen Charakter zu erkennen.

Die Prozesse der chemischen und mechanischen Zerstörung, des Transportes und Wiederabsatzes des Gesteinsmateriales durch das Wasser sind in vorhergehenden Abschnitten, namentlich S. 86 u. f., beschrieben worden. Aus jener Schilderung geht zugleich hervor, daß die Gesteinsbildung entweder in dem einfachen Wiederabsatze gelöster oder mechanisch fortgeführter Substanzen bestehen kann, oder aber, daß sie der Vermittelung von Organismen bedarf. In ersterem Falle erscheint das Gestein als eine bloße Anhäufung von Mineralstoffen und wird minerogen genannt, in letzterem ist es wesentlich oder ausschließlich aus den Überresten organischer Körper zusammengesetzt, also organogen, und wird, je nachdem diese solche von Tieren oder von Pflanzen sind, als zoogen oder als phytogen bezeichnet.

§ 8. **Charakteristische Kennzeichen der Sedimentärgesteine.** Im Gegensatze zu den Eruptivgesteinen machen sich die Gesteine sedimentären Ursprunges als solche dadurch kenntlich, daß folgende Kennzeichen ihrer Mehrzahl nach vereint an ihnen vorkommen:

1. Schichtung und Wechsellagerung, also der Aufbau einer größeren Gesteinsmasse aus lauter einzelnen, zum Teil vollkommen verschiedenartigen, durch parallele Flächen begrenzten Lagen, Schichten, Bänken, wodurch sich eine successive Ablagerung und Bildung des Gesteins kundgibt. Hand in Hand mit ihr geht oft eine den Schichtenflächen

parallele schieferige Struktur der Gesteinsmasse. Schichtung vereint mit Wechsellagerung sind untrügliche Eigentümlichkeiten der Sedimentärgesteine.

2. Das zum Teil den Rest des Gesteinsmateriales überwiegende Vorkommen von Rollstücken, deren Entstehungsweise ohne Beihilfe des Wassers nicht gedacht werden kann.

3. Das Auftreten der fossilen Reste von Tieren und Pflanzen, welche, von Schlamm umhüllt, entweder als Abdruck erhalten oder in Mineralsubstanz umgewandelt wurden.

§ 9. **Minerogene Sedimentärgesteine mechanischen Ursprunges** (Klastische oder Trümmergesteine; S. 185 und 266 ff.). Sie bestehen gänzlich oder doch vorwaltend aus den Fragmenten, Gemengteilen und Verwitterungsrückständen (dem Detritus) älterer Gesteine, ohne daß jedoch mehr oder weniger reichliche Einschlüsse von organischen Überresten ausgeschlossen wären. Sie werden demnach von durch das Wasser zerkleinerten, zerriebenen, nach ihrer Größe gesonderten und geschlämmten Bruchstücken älterer Gesteine gebildet, welche der Mehrzahl nach durch ein weit jüngeres Cement verkittet sind.

Die hauptsächlichsten, die übrigen bei weitem überwiegenden Glieder der sedimentären Schichtenreihe, die tonigen und sandigen Gesteine und neben ihnen die Konglomerate und Breccien gehören dieser Abteilung an.

Mit Bezug auf Entstehung, Transport und Absatz des sie bildenden Gesteinsschuttes muß auf den Abschnitt über »mechanische Tätigkeit des Wassers« S. 121 verwiesen werden. Aus der Zertrümmerung der Gesteine durch den Frost und durch Bergstürze gehen Haufwerke von eckigen Gesteinsbruchstücken, durch Fortschwemmung und dadurch bedingte Abrundung der letzteren Rollstücke, durch fortgesetzten Weitertransport und damit Hand in Hand gehende Zerkleinerung und Sonderung nach der Größe kiesartige Körner, endlich noch kleinere Sandkörner hervor, während die feinsten Schlammteilchen in noch größere Entfernung getragen und als Schlammschichten abgesetzt werden. Die Größe der Gesteinsfragmente nimmt demnach mit der Entfernung von ihrem Ursprungsorte ab, ihre Abrundung hingegen in gleichem Schritte zu. Durch die Ablagerung der Rollstücke und Körner entstehen lose Akkumulate. Werden die Zwischenräume zwischen ihren einzelnen Geröllen und Körnern durch eingeschwemmtes feines, toniges oder sandiges Material oder durch den Absatz eines kalkigen, kieseligen oder eisenschüssigen Cementes aus eindringenden Mineralsolutionen ausgefüllt, so daß die sonst losen Fragmente zu einem mehr oder weniger festen Gesteine verkittet werden, so entstehen aus den Haufwerken von eckigen Fragmenten Breccien, aus denen von Rollstücken gröbere oder feinere Konglomerate, aus den Ablagerungen von Sand Sandsteine, während die Schlammschichten zu Lehm

und Ton verhärten oder durch Überlagerung anderer Gesteinsmassen und den dadurch auf sie ausgeübten Druck zu festem Ton, Schieferton und Tonschiefer und, falls sie kalkhaltig waren, zu Mergeln und Mergelschiefern zusammengepreßt werden und zugleich Schieferung erhalten.

Im ausgedehntesten Maßstabe geht die Ablagerung sedimentären Materiales auf dem Boden der Meere vor sich. Außerhalb des schmalen Gürtels von auf den Kontinentalsaum zwischen Hochwasser- und Tiefwasserstand beschränkten Litoralgebilden (Blockwerk, Kiese, Sande, Schlamm, Dünen, Deltas) sind auf dem Meeresboden drei Zonen der Sedimentation zu unterscheiden*). 1. Seichtwasser-Ablagerungen, oberhalb der 180 m-Linie, Kiese, Sand, Schlamm; terrigen, also vom Kontinent stammend. 2. Tiefsee-Ablagerungen, außerhalb der 180 m-Linie: a) Ablagerungen der Uferzone; auch in ihnen herrschen die feineren terrigenen Produkte noch vor; es sind schlammig-sandige Sedimente mit Beimengungen von tonigem, gallertartigem und organischem Material (Kieselskelette, Kalkschalen). Am verbreitetsten ist ein graublauer Sand-Schlamm, der lokal durch reichliche Aufnahme von Glaukonitkörnchen und Eisenoxydul grünliche, durch solche von Limonitkörnchen braunrote Farbe annimmt. Die Breite dieser Uferzone variiert zwischen 90 und 450 km. b) Ablagerungen der Hochsee (pelagische Sedimente) bestehen namentlich aus rotem Ton, welcher fast das halbe Areal des ganzen Meeresbodens bedeckt, aus feinstem vulkanischen Staub und dessen Zersetzungsprodukten, ferner aus einer gallertartigen amorphen Substanz zusammengesetzt ist und häufig Körner und größere Konkretionen von Mangansuperoxyd (Manganknollen, diese z. T. mit Haifischzähnen und Walknochen) und ebenso solche von Phosphorit umschließt. Für große Strecken wird der rote Ton verdrängt oder überlagert von organogenem Schlamm (Pteropoden-, Globigerinen-, Radiolarien-, Diatomeenschlamm; siehe diese).

§ 10. **Minerogene Sedimentärgesteine chemischen Ursprunges.** Die sicher als solche erkannten Gesteine spielen von dem Cambrium ab bis auf unsere Zeit mit Bezug auf ihre Mächtigkeit eine verhältnismäßig untergeordnete Rolle in dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe. Chemischen Niederschlägen durch lokale Verdunstung von Solutionen oder durch eingetretene Reaktion verdanken (stets abgesehen von Mineralbildungen in Drusen und Spaltenräumen) Kalktuff, Travertin, Erbsenstein, Rogenstein, Raseneisenstein, Bohnerz, ferner Kieselsinter, gewisse als normale Einlagerungen auftretende Spateisensteine und Brauneisensteine, Anhydrit, Gyps und Steinsalz ihren Ursprung. Von diesen ist die Bildung von Kalktuff, Travertin und Brauneisenstein bereits auf S. 111, die von Kieselsinter

*) Murray and Renard, Report on Deep-Sea Deposits etc. London 1891. — Vergl. Futterer, N. Jahrb. 1893. II. S. 281.

und Erbsenstein S. 49, die Entstehung der Minerallösungen aber, aus denen sich die sämtlichen genannten Gesteinsarten ausgeschieden haben, S. 92 u. f. besprochen worden. Es bleibt deshalb nur noch übrig, den Bildungsprozeß etwas eingehender zu betrachten, aus welchem die Lagerstätten von **Steinsalz, Gyps** und **Anhydrit** durch direkte Ausscheidung aus ihren Lösungen hervorgegangen sind. Der Vollzug dieses Prozesses ist gebunden an Binnenseen innerhalb abflußloser Gebiete mit hoher Verdunstung und geringen atmosphärischen Niederschlägen*). Solche Binnenseen, die dann als Salzpfannen dienen, sind entweder abgeschnürte Buchten des Ozeanes oder festländische Salzseen. In ersteren wird das Salz des Meereswassers, in letzteren das ihnen zugeführte Wüstensalz durch fortdauernde Verdunstung zur Abscheidung gebracht, indem sich die gesättigten Lösungen zu Boden senken, wo das Steinsalz auskrystallisiert und sich allmählich zu einem Salzlager anhäuft. Enthält das Wasser außerdem noch schwefelsauren Kalk, so mußte sich dieser, da der Sättigungspunkt des Wassers durch schwefelsauren Kalk früher eintritt, als der durch Chlornatrium, ausscheiden, ehe der Absatz des Kochsalzes beginnt, der erst dann anhob, als das Meereswasser zu einer gesättigteren Kochsalzlösung eingedunstet war. Daraus erklärt sich einerseits, daß die Unterlage der Steinsalzlagerstätten sehr gewöhnlich Gyps oder Anhydrit ist, sowie daß, entsprechend dem Beginne des zeitweise durch frische Zuflüsse unterbrochenen Verdunstungsprozesses, Gyps und Anhydrit in Zwischenlagen zwischen den einzelnen Salzschichten auftreten (wie in Staßfurt). Ablagerungen von schwefelsaurem Kalke über solchen von Steinsalz rühren deshalb stets von neuen Überflutungen her. Finden sich Gyps oder Anhydrit als alleinige, nicht von Steinsalz begleitete Ablagerungen, so ist entweder die Verdunstung nicht bis zum Sättigungspunkte des Chlornatriums vorgeschritten, oder das abgesetzte Steinsalz ist durch zufließende Wasser wieder in den aufgelösten Zustand zurückgeführt worden. Enthalten endlich die Wasser des Beckens, auf dessen Boden die Steinsalzablagerung vor sich geht, außer Kochsalz und schwefelsaurem Kalke noch leichter lösliche Salze wie Chlormagnesium, Chlorkalium, Chlorcalcium, schwefelsaures Kali, schwefelsaures Natron und schwefelsaure Magnesia in Solution, so werden sich diese in den durch Verdunstung an Menge abnehmenden Gewässern konzentrieren und bei steter Ausscheidung des Chlornatriumgehaltes allmählich eine Mutterlauge bilden, aus welcher sie sich erst bei deren vollständiger Verdunstung als feste Masse ausscheiden**). Aus dem Eintrocknen eines ursprünglich salzige Bestandteile enthaltenden Binnengewässers würde nach dem eben Gesagten

*) J. Walther, Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900. S. 140 u. f.

**) Vergl. hierzu: R. Brauns, Chemische Mineralogie. Leipzig 1896. S. 342. — Ferner H. van't Hoff, Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1897. S. 69, 137, 487, 508, 1019 und 1146; ferner 1901. S. 1034, sowie Z. f. angew. Chemie. 1901. XIV. S. 531.

hervorgehen: zu unterst eine Ablagerung von Gyps oder Anhydrit, darüber ein Schichtenkomplex von Steinsalz und endlich zu oberst eine Ablagerung der am leichtesten löslichen Chloride und Sulfate. Ein ganz analoger Vorgang ist der Siedeprozeß der Salinen. Er beginnt mit einer Anreicherung der Sole durch Abdunstung, wobei sich Gyps als Pfannenstein absetzt: bei fortgesetztem Einkochen fällt reines Kochsalz nieder, während die leichtlöslichen Salze in der Mutterlauge bleiben und beim weiter fortschreitenden Abdampfen sich ebenfalls ausscheiden würden.

Die auf solche Weise z. T. fern und unabhängig vom Ozeane entstandenen Salzlager können nur dann dem Schicksale der erneuten Auflösung und Wegführung entgehen, wenn sie von einer undurchlässigen Tondecke vor dem Zutritte des Wassers geschützt werden. Die Bildung einer solchen durch überflutende Gewässer ist deshalb ausgeschlossen, vielmehr sind es die Winde gewesen, die der wüstenartigen Umgebung der Salzpfannen den Staub und feinsten Sand entführten und als lößartige Schutzdecke über den Salzlagern ausbreiteten, über welcher sich schließlich die Sandmassen der Wanderdünen aufschichteten.

Die erstbeschriebenen Vorgänge können jedoch nur Salzablagerungen von verhältnismäßig sehr geringer Mächtigkeit liefern, da sie sich entweder auf die Verdampfung eines verhältnismäßig flachen Salzsees oder auf die Ausscheidung des nur 3,6 prozentigen Salzgehaltes des in dem eintrocknenden Becken enthaltenen Meereswassers beschränken. Die Entstehung von Salzablagerungen, wie die von Staßfurt und Sperenberg, deren Mächtigkeit 900 und 1200 m beträgt, wurde nur durch kontinuierlichen Ersatz der in dem Becken verdampfenden Wasser durch Zuflüsse von neuen salzhaltigen Gewässern ermöglicht. Dies kann entweder durch Flüsse oder dadurch geschehen, daß Meeresbusen von bedeutender Tiefe durch Barren abgeschlossen werden, über oder durch welche immer soviel Meereswasser nachströmt, als an der Oberfläche des Beckens verdunstet. Durch diesen stetigen Ersatz des verdampfenden durch neues salzhaltiges Wasser wächst der Salzgehalt des Beckens stetig an und erzeugt schließlich eine Sole, aus welcher sich nun kontinuierlich Steinsalz ausscheidet. Auf diese Weise können Salzlager gebildet werden, deren Mächtigkeit nur von der Tiefe des abgeschlossenen Beckens und von der Dauer der die Salzabscheidung bedingenden Verhältnisse abhängt*).

Ein solcher kontinuierlicher, und zwar durch salzhaltige Flüsse genährter Ablagerungsprozeß geht im Toten Meere vor sich. Die Gewässer des letzteren befinden sich im Zustande einer infolge lang andauernder Verdunstung salziger Wasser entstandenen Mutterlauge, deren großer Chlor-

*) C. Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlager usw. Halle 1877. — Ferner N. Acta Leopold. Carol. Acad. 1878. Bd. XL. S. 123.

magnesiumgehalt (65 Prozent des Salzgehaltes, dieser 25 Prozent des Seewassers) darauf hindeutet, daß sich aus ihr bereits viel Chlornatrium ausgeschieden hat. Da dieser See nur Zuflüsse, aber keine Abflüsse hat, so kann das zugeführte Wasser nur durch Verdunstung entweichen und läßt demnach seinen Salzgehalt in ihm zurück. Der Jordan, der Hauptfluß der sich in das Tote Meer ergießenden Gewässer, ist unverhältnismäßig reich an aufgelösten Bestandteilen und zwar vorzugsweise an Chlornatrium und Chlormagnesium, von denen er in 100000 Teilen von dem einen 52, von dem anderen 30 Teile enthält, und mit welchen er die den See bildende Lauge fortwährend anreichert. Aus dieser scheidet sich zuerst Steinsalz aus, während Chlorcalcium und Chlormagnesium zurückbleiben. Nun verliert aber das Wasser seine Fähigkeit, Kochsalz zu lösen, in demselben Grade, in welchem sein Chlormagnesiumgehalt zunimmt, die Ablagerung von Steinsalz geht deshalb bei der jetzigen Beschaffenheit des Wassers des Toten Meeres ununterbrochen vor sich, da ihm dieses Salz durch den Jordan und seine übrigen Zuflüsse immerfort zugeführt wird, trotzdem sein Kochsalzgehalt nur 8,31 bis 15,95 Prozent beträgt. Wir sehen somit im Toten Meere eine durch fluviatile Zufuhr von Salzwasser und durch Verdunstung des Wassers bedingte kontinuierliche Steinsalzbildung und zugleich die Entstehung einer Mutterlauge vor uns, welche in einer Tiefe von 200 m in 1000 Teilen 253 Teile Salz gelöst enthält und zwar, auf 100 berechnet: Chlornatrium 25,2, — Chlormagnesium 64,75, — Chlorkalium 3,4, — Chlorcalcium 4,3, — Brommagnesium 2, — Kalksulfat 0,3. Aus dem schließlichen Eintrocknen dieser Lauge bei etwaigem Abschluß aller Zuflüsse würde eine wesentlich aus Chlormagnesium, daneben aus Chlornatrium, Chlorcalcium, Chlorkalium und Brommagnesium bestehende Salzablagerung resultieren.

Ganz ähnliches wie im Toten Meere vollzieht sich in dem Elton- und dem Bogdo-See, welche zwischen Wolga und Ural in einer weiten Steppe liegen, in der sich ein Salzgebirge, der Tschaptschatschi, erhebt. Aus diesem fließen eine Anzahl von Salzbächen den genannten Seen zu. Da letztere keinen Abfluß haben und das aufgenommene Wasser durch Verdunstung entfernt wird, so setzt sich das Kochsalz am Boden und an den Rändern der Seen zu festen Bänken ab. Die Bäche führen den Seen außer Chlornatrium auch Chlorkalium, Chlormagnesium und schwefelsaure Magnesia, sowie zur Frühjahrszeit Schlamm zu. Letzterer bildet dann dünne Lagen zwischen den Steinsalzbänken, während die leicht löslichen Salze das Seewasser bis zur konzentrierten Mutterlauge angereichert haben, welche im Eltonsee enthält: schwefelsaure Magnesia 5,32, — Chlornatrium 3,83, Chlorkalium 0,23, — Chlormagnesium 19,75, — Wasser 70,87.

Der Große Salzsee von Utah ist der letzte Überrest eines ursprünglich 500 km langen, 200 km breiten Seebeckens, dessen Wasserstand, wie alte Uferlinien beweisen, mehr als 300 m über den jetzigen Seespiegel

reichte*). Durch Verdunstung schrumpfte derselbe bis in seine jetzigen Grenzen zusammen und enthält jetzt bis 22,3 Prozent Salze, und zwar namentlich Chlornatrium. An seinen flachen Ufern scheidet sich eine feste Salzschicht ab.

Als Beispiel kontinuierlicher Salzablagerung in einem Busen, dessen verdunstender und salzabscheidender Inhalt statt durch salzhaltige Flüsse durch Zuflüsse von Meereswasser über oder durch eine Sandbarre kontinuierlich ersetzt wird, kann der Kara-bugas, ein Busen des kaspischen Meeres, angeführt werden, dessen Wasser infolge davon bereits 28 Prozent Salze enthält und dessen Boden sich mit einer sich stets verdickenden Steinsalz- und Glaubersalzschicht bedeckt, während am Ufer Gypskrusten entstehen.

Die der geologischen Vergangenheit angehörigen Salz- und Gypslager müssen auf ganz ähnliche Weise entstanden sein, repräsentieren also einstmalige kontinentale Binnenseen oder durch Hebungen oder Sandbänke von dem Ozeane abgeschnittene Meeresbuchten, deren fluviatile oder marine, die verdampfenden Wasser des Beckens wieder ersetzende Zuflüsse Salze in Lösung enthielten. Die notwendige Voraussetzung solcher Eindampfungen war ein regenarmes Klima mit hoher Verdunstung, wie es jetzt in den abflußlosen Wüstengebieten herrscht. Alle diese Bedingungen zur Bildung von Steinsalzlagern waren gegeben, so lange ein Meer die Erde bedeckte, Kontinente existierten und Oszillationen derselben stattfanden. In der Tat verteilt sich das Vorkommen des Steinsalzes auf die gesamte Formationsreihe, wie in der S. 197 gegebenen Tabelle gezeigt worden ist. Ähnliches gilt vom Gyps und Anhydrit. Ein höchst instruktives Beispiel auf oben beschriebene Weise entstandener Salzlagerstätten ist die von Staßfurt (siehe Histor. Geologie: Perm).

§ 11. Organogene (zoogene und phytogene) Sedimentgesteine. In dem Abschnitte über den Einfluß des organischen Lebens auf geologische Vorgänge ist S. 166 gezeigt worden, daß die Tätigkeit vieler Tiere und gewisser Pflanzen darauf gerichtet ist, durch Abscheidung von kohlensaurem Kalke, den sie zu ihrem Gerüste oder Gehäuse benutzen, den Gehalt des Meeres an Kalkbicarbonat und an Kalksulfat in stetem Gleichgewichte zu erhalten. Dieselbe Aufgabe wie heute lag ihnen auch in früheren Perioden ob, wir finden deshalb in allen Formationen, welche überhaupt Reste organischer Wesen führen, teilweise oder fast ganz ausschließlich aus mehr oder weniger vollständig erhaltenen kalkigen Teilen ihrer Körper gebildete Kalksteine. Die wesentlichsten der gesteinsbildenden Organismen und der vorwiegend durch ihre Vermittelung hervorgegangenen Kalksteine sind nun folgende:

---

*) Gilbert, Lake Bonneville. U. St. Geol. Survey. 1890.

Kalkalgen, — die sog. Nulliporen-(Lithothamnien-)kalke im Tertiär des Wiener Beckens, Ungarns und Bosniens, Siciliens und Algeriens, sowie in der obersten Kreide von Paris, von Borneo und Curaçao; die Gyroporellenkalke in der Trias der bayerischen und tiroler Alpen, Oberschlesiens, des Vicentinischen, in der Kreide des Libanon (Fig. 98), die Vermiporellen- und Palaeoporellenkalke des skandinavischen und baltischen Silurs, ferner manche Oolithe.

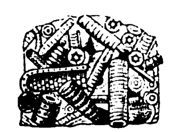


Fig. 98. Gyroporellenkalk. Nach *Gümbel*.



Fig. 99. Nummulitenkalkstein aus dem unteren Tertiär.



Fig. 100. Geschlämmte Schreibkreide von Meudon mit Foraminiferen (Textularia, Globigerina, Rotalia). 300malige Vergrößerung. Nach *Zittel*.

Foraminiferen, — die Nummulitenkalke (Fig. 99) und Miliolidenkalke des Tertiär, die weißen Foraminiferenmergel im Pliocän von Calabrien und Sicilien, die Schreibkreide (Fig. 100), der Kreidetuff und viele Glaukonitsande der cretaceïschen Formation, der Fusulinenkalk der marinen Carbonformation.

Spongien, — die Spongitenkalke des weißen Jura von Franken und Schwaben, der Schweiz und Ostfrankreichs.

Polypen, — der Korallenkalk des Obersilurs von Gotland, des Devons von Belgien, des weißen Jura in Hannover, Schwaben, Schweiz und England, der Kreide Jütlands und Seelands, sowie Südfrankreichs.

Echinodermen, — die Encriniden- (Trochiten-)kalke der Trias, die Crinoidenkalke des unteren Carbons.

Mollusken, — die Gervillienbänke des Muschelkalkes, Gryphäenkalke des Lias, Cyrenenkalke des Wealden, Hippuritenkalke der Kreide, Cerithienkalke und Litorinellenkalke des Tertiär.

Würmer und **Molluscoidea,** — der Serpulit des Deisters, Bryozoënkalke des Zechsteines, des Ofener Mergels und der oberen Kreide von Mastricht und New-Jersey, Brachiopodenkalke.

Auch gewisse **Wirbeltiere** haben durch Anhäufung ihrer Skeletteile und ihrer Exkremente (Koprolithen) zur Bildung von Gesteinsschichten fast ausschließlich beigetragen. So besteht das Bonebed der obersten Trias aus Knochen- und Zahnfragmenten von Labyrinthodonten und Ganoidfischen, — die Knochenbreccie auf dem Boden mancher Höhlen aus Skeletteilen von Bären und Hyänen, diejenige in Spalten der italienischen und griechischen Kalkgebirge aus Rhinoceros-, Hippopotamus- und Hirschresten, — der Guano z. B. der Peruanischen Inseln aus bis 10 m mächtigen Anhäufungen von Exkrementen von Vögeln.

Aus der Verwesung vorzüglich tierischer Reste sind Naphtha, Petroleum und Asphalt hervorgegangen.

Der vegetabilische Ursprung der Braunkohle, Steinkohle, des Anthracites und Graphites ist S. 170 u. f. besprochen worden. Neben diesen und den oben als Hauptrepräsentanten der phytogenen Gesteine genannten Algenkalken treten einige andere mit Hilfe pflanzlicher Lebenstätigkeit vor sich gegangene Gesteinsbildungen, so die aus Diatomeenpanzern bestehenden Kieselguhr, Polierschiefer, Tripel (S. 163) stark in den Hintergrund.

§ 12. **Die Entstehung der Kalksteine und Dolomite.** Die hier mit Bezug auf ihre Entstehung zu betrachtenden Kalksteine enthalten fast sämtlich kohlensaure Magnesia entweder nur in Spuren, oder in reichlicherer Menge, so daß sich eine Reihe derselben aufstellen läßt, in welcher der Magnesiagehalt sich allmählich von weniger als 1 Prozent bis zum Maximum von 21,75 Prozent steigert. Zwischen den echten Dolomiten und den magnesiahaltigen Kalksteinen und reinen Kalken lassen sich somit scharfe Grenzen nicht ziehen. Daraus, sowie aus der engen Verknüpfung und der Ähnlichkeit ihrer Vorkommnisse geht denn hervor, daß normale und magnesiahaltige Kalksteine keine wesentlich verschiedene Entstehungsweise gehabt haben können. Durch einfache Ausscheidung des kohlensauren Kalkes und der kohlensauren Magnesia aus den im Meere in Lösung befindlichen Bicarbonaten dieser Erden geht die Bildung der gesteinsaufbauenden Kalkspat- und Dolomitspatkryställchen jetzt wohl nur ganz lokal in einzelnen der Verdunstung besonders stark ausgesetzten Buchten vor sich, weil im allgemeinen keine der Bedingungen, unter welchen die Abscheidung derselben aus ihren Lösungen erfolgt, gegeben ist. Bei Kalk absetzenden Quellen findet eine Verdunstung von Wasser und eine Verflüchtigung der nur halbgebundenen Kohlensäure und dadurch eine Ausscheidung des kohlensauren Kalkes statt. Von dem Wasser unserer heutigen Meere jedoch müßten 75 Prozent verdunsten, ehe sich kohlensaurer Kalk abscheiden würde, ein Vorgang, der sich nur bei einem eintrocknenden Binnensee denken ließe und sich z. B. bei der Eindampfung des Lake Bonneville zum Great Salt Lake tatsächlich vollzogen hat.

Neues Licht haben die Forschungen auf dem Grunde unserer Ozeane auf die Bildungsweise der Kalksteine aller Formationen geworfen. Wie auf S. 169 erwähnt, wird der Boden fast jedes Ozeanes von Globigerinenschlamm bedeckt, der aus 50—70 Prozent kohlensaurem Kalk, 20 bis 30 Prozent Kieselsäure und 10—30 Prozent Tonerde besteht. In noch größerer Meerestiefe geht dieses wesentlich aus Foraminiferengehäusen zusammengesetzte, also zoogene Sediment unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure des Meereswassers allmählich in einen aus winzigsten Fragmentchen jener Foraminiferenschalen bestehenden grauen Kalkschlamm über, der bei seiner etwaigen Verfestigung zu Kalkstein nur sehr wenig wohlerhaltene Reste seiner Erzeuger aufweisen und die größte Ähnlichkeit mit marinen Kalksteinen früherer Formationen besitzen würde. Gleiches gilt von dem aus den zierlichen Bauwerken der Korallen durch Einwirkung der Wogen erzeugten Korallensand und Korallenschlamm. Man darf deshalb annehmen, daß es in früheren geologischen Perioden ganz ähnliche zoogene oder phytogene Kalkschlammmassen waren, aus welchen durch Umbildungsprozesse und Verfestigung die Kalksteinkomplexe älterer und jüngerer Formationen hervorgegangen sind. Namentlich mag der ursprüngliche Kalkschlamm nachträglich durch die Einwirkung der durch Verwesung gelieferten Kohlensäure eine durchgreifende Umbildung erfahren haben, indem die zoogenen Ausscheidungsprodukte in krystallinische Teilchen übergeführt wurden, — ähnlich wie dies z. B. an Korallenriffen zu beobachten ist, wo die von den Wogen zu Pulver zerriebenen Korallensande sich durch Wirkung der Kohlensäure krystallinisch umbilden. Die Umformung von Algenkalken in dichten Kalkstein unter gleichzeitigem Verlust ihrer ursprünglichen Knollen- und Zellenstruktur hat Walther*) an den Nulliporenkalken Siciliens verfolgt und diesen Vorgang auf die Einwirkung der von der verwesenden Cellulose der Kalkalgen gelieferten Kohlensäure zurückgeführt. Die gleiche Entstehungsweise, also Umkrystallisierung mächtiger organogener Kalkbänke mit Hilfe der in ihnen erzeugten (endogenen) Kohlensäure, ist für andere dichte strukturlose Kalksteine sehr wahrscheinlich. Nach Obigem würde die Ausscheidung des ursprünglichen Materiales der meisten Kalksteine vom Silur bis jetzt auf die Vermittlung von Organismen, die jetzige strukturelle Beschaffenheit dieser Gesteine auf spätere Umbildungsvorgänge (Diagenese) zurückzuführen, ihr Ursprung demnach als ein organogener zu bezeichnen sein.

Was die Rogensteine und Oolithe betrifft, so kann über die Entstehungsweise vieler derselben durch Ausscheidung aus Lösungen ein Zweifel kaum obwalten, da ihre konzentrisch-schalige und radial-faserige

---

*) J. Walther, Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 329. — Vergl. auch F. Frech, Die Karnischen Alpen. Halle 1892 S. 107.

Struktur keine andere Deutung möglich macht, wenn auch der erste Anstoß zum Beginn des lagenweisen Absatzes von einem bereits vorhandenen minerogenen oder zoogenen Körnchen ausgegangen sein mag. Bei manchen Oolithen hingegen erweisen sich die sie zusammensetzenden Kügelchen und Knöllchen als das Produkt kalkabscheidender mikroskopischer Algen, sind also phytogen. Rezente Oolithe sind am Strande von Canaria (v. Buch), des roten Meeres (Walther), Floridas und des Salt Lake (Rothpletz) beobachtet worden.

Komplizierter sind die Vorgänge, vermittelst deren aus dem ursprünglich nur geringe Mengen von Magnesiacarbonat-haltigen organogenen Kalkschlamm stark dolomitische Kalksteine und Dolomite resultierten. Hierbei gesellt sich zur Umkrystallisierung des ersteren mit Hilfe der Kohlensäure noch die gleichzeitige Einwirkung der Magnesiasalze des Meereswassers, welche durch den sich innerhalb des Kalkdetritus abspielenden Fäulnisprozeß zur Ausscheidung gebracht werden. Für derartige Vorgänge spricht u. a. das Vorkommen ganz jugendlicher Korallen- und Lithothamniendolomite (Dana, Walther, Rothpletz). Auf solche Weise gebildete dolomitische Kalksteine können später noch von der S. 94 beschriebenen Dolomitisierung betroffen werden.

Riffe. Im Gegensatze zu den geschichteten Kalkstein- und Dolomitkomplexen repräsentieren die Riffe eine eigenartige Fazies der organogenen Gebilde. Es sind ungeschichtete Kalkstein- und Dolomitmassen, welche sich auf verhältnismäßig beschränkter Basisfläche mit mehr oder weniger steiler

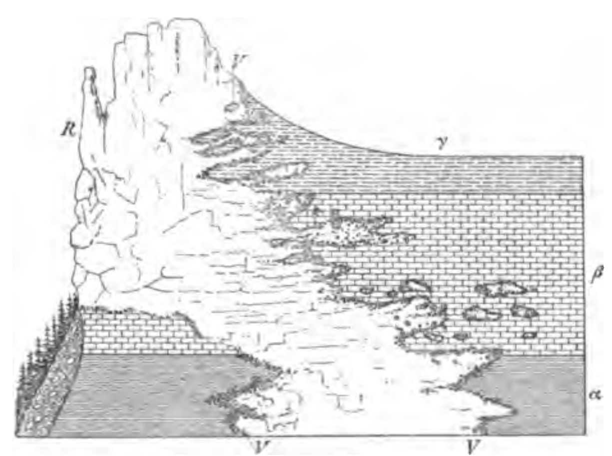


Fig. 101. Spongienriff (R) im unteren weißen Jura der schwäbischen Alb, mit dessen normaler Fazies (α, β, γ) durch tief eingreifende und putzenförmige Riffkalke (Vorriffzone V) verknüpft. Links durch Denudation steil abgebrochen. *Eberh. Fraas.*

Böschung schild- bis kastenförmig emporwölben und infolge lokaler Wucherung mariner Organismen und der Anhäufung deren Reste entstanden sind. Durch eine oft sehr fossilreiche Vorriffzone mit »Übergußschichtung«

wird ihre Verknüpfung mit den gleichalterigen geschichteten Ablagerungen hergestellt. Als Beispiele sind hervorzuheben die Bryozoënriffe im Zechstein Thüringens, die Diploporenriffe in der oberen Trias der Ostalpen, die Schwammriffe im weißen Jura Schwabens (Fig. 101).

§ 13. **Die Ansichten über die Entstehung der archäischen Gneiß- und krystallinen Schieferformation.** Wir haben bisher eine Reihe von Gesteinen betrachtet, deren Ursprung wir großenteils mit anscheinender Sicherheit erklären konnten. Außer diesen aber existieren an der Basis unserer Formationen mächtige Schichtenreihen von Gneißen, Glimmerschiefern, Phylliten, Hornblendeschiefern, Chloritschiefern und Talkschiefern mit zwischengeschalteten Marmor-, Graphit- und Erzlagern, über deren Entstehungs- und Bildungsweise die Ansichten der Geologen noch nicht geklärt sind und zum Teil weit auseinander gehen*). Wenn auch die untersten, lokal bloßgelegten Gneiße der Erstarrungskruste oder deren Panzerdecke zugehören mögen, so wird doch die sedimentäre Entstehungsweise der Hauptglieder der dann folgenden archäischen Gneiß- und krystallinischen Schieferkomplexe nicht bezweifelt. Freilich ist ihr heutiger Gesteinscharakter nicht mehr der ursprüngliche, vielmehr ist das anfänglich klastische, nichtkrystalline Material im Laufe der Zeit einer Umwandlung, einer Metamorphose verfallen, aus welcher die krystalline Struktur und der petrographische Habitus, wie ihn die Gneiß- und krystalline Schieferreihe heute zeigt, resultierte.

Diesen Umwandlungsprozeß hat man als **allgemeinen Metamorphismus** oder als **Regionalmetamorphismus** bezeichnet. Über die Natur und die Ursachen desselben gehen jedoch die Anschauungen auseinander. Von den Einen wurde er als das Resultat der vom glutflüssigen Erdinnern heraufwirkenden hohen Temperatur, von Anderen als das Resultat intensiver Druckkräfte, von noch Anderen als das Resultat hydrochemischer, durch Erdwärme und Gebirgsdruck unterstützter Prozesse betrachtet.

Plutonischer Regionalmetamorphismus. Nach der von Hutton ausgegangenen, später namentlich von Lyell und v. Cotta vertretenen Ansicht sollte der Metamorphismus der ursprünglich normalen Sedimentgesteine die Folge einer langsam wirkenden Erhitzung durch die innere Erdwärme sein, wodurch unter zugleich stattfindendem Drucke der überlagernden Schichtenkomplexe eine Schmelzung der untersten und eine innere Umkrystallisierung, Stoffwanderung und Strukturveränderung der ein höheres

*) J. Roth, Über die Lehre vom Metamorphismus und die Entstehung der krystallinischen Schiefer. Berlin 1871 und Allgemeine Geologie. III. 1890 S. 7. — C. W. Gümbel, Ostbayerisches Grenzgebirge. Gotha 1868. S. 166—183 und 833; Geologie von Bayern. I. Cassel 1888 S. 380 und 1056. — H. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges. N. Jahrb. 1889. II. S. 81. — Ders., Tscherm. min. und petr. Mitt. XII. 1891 S. 51. — F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. III. 1894. S. 149—184.

Niveau einnehmenden Schichtgesteine bedingt war. Bei diesem Prozesse wird einerseits den Wassern, welche anfänglich die Poren der Sedimentgesteine anfüllten, die Wärmeleitungsfähigkeit derselben vergrößerten und somit als Vehikel für die Wärme, zugleich aber in ihrem überhitzten Zustande als Auflösungs- und Zersetzungsmittel dienten, anderseits den Gasen und Dämpfen, welche dem glutflüssigen Erdkerne entweichen und das Gestein durchdringen, als umgestaltenden Ursachen eine Rolle zugeteilt. Die Vorgänge bei dem plutonischen Regionalmetamorphismus würden also ähnliche sein, wie diejenigen der Kontaktmetamorphosen von seiten der Eruptivgesteine (S. 294), nur daß sie von einem allgemein wirkenden Wärmequell, dem glutigen Erdinneren, ausgehen würden. Da nun der metamorphosierende Einfluß des letzteren von innen nach der Peripherie hin an Intensität abnimmt, so sind die am tiefsten liegenden Schichten am meisten durch denselben beeinflußt und umgestaltet worden. Deshalb liegt Gneiß zu unterst, darüber folgt der Glimmerschiefer, Chlorit-, Talk- und Hornblendeschiefer und endlich der dem Tonschiefer noch ähnlichste Phyllit.

Diese Theorie setzt voraus, daß bedeutende, vom Erdinneren ausgehende Temperaturen allmählich in ein höheres Niveau, nämlich in das durch die Sedimentablagerungen der ältesten Ozeane eingenommene, hinaufgerückt seien, und erklärt dies dadurch, daß infolge einer Erhöhung der Erdoberfläche durch Ablagerung mächtiger Schichtensysteme die konstanten Temperaturen der Erdkruste (chthonisothermen Flächen) nach oben gestiegen seien. Auf diese Weise werden die Temperaturen der ursprünglich oberflächlichen Gebilde durch Überlagerung von seiten eines 3300 m mächtigen Schichtenkomplexes um 100° C. (siehe S. 8) gesteigert.

Regionaler Dynamometamorphismus. Mehrorts, wenn auch in räumlich engbegrenzten Gebieten, hat sich konstatieren lassen, daß normal ausgebildete Schichten, dort wo sie besonders intensiven Druckwirkungen, also komplizierten Lagerungsstörungen durch den Prozeß der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, zugleich einen krystallinen Habitus angenommen haben (S. 73). Derartige Beobachtungen gaben Veranlassung, die Erscheinungsweise der gesamten krystallinen Schiefer überhaupt ähnlichen Vorgängen zuzuschreiben und die Erwerbung ihres krystallinischen Charakters auf energische Stauchung, Faltung und Pressung, welche die ursprünglich klastischen Schichten, wie Tonschiefer, Grauwacken, tonige Sandsteine und Konglomerate, sowie Kalksteine erlitten haben, also auf dynamometamorphische Einwirkung zurückzuführen, wobei zum Teil der Umsatz des Gebirgsdruckes in Wärme und die Mitwirkung von auf diese Weise erhitztem Wasser in Anspruch genommen wird. Durch diesen Prozeß können zugleich auch die ursprünglich jenen sedimentären Komplexen eingeschalteten Ergußgesteine eine derartige Deformierung zu flaserigen oder selbst schieferigen Quetschungsprodukten erfahren haben, daß sie jetzt zum

Teil schwer von den benachbarten dynamometamorphen Sedimentgesteinen abzutrennen sind. Verleitet durch den Umstand, daß sich gewisse bis dahin als Gneiße und krystalline Schiefer bezeichnete Gesteine als flaserig bis schieferig deformierte Eruptivgesteine herausgestellt haben, ist man sogar so weit gegangen, ganze Gebiete archäischer Gneiße, Granulite und krystalliner Schiefer als durch Druck metamorphosierte Eruptivgesteine hinzustellen. Mit diesen Hypothesen über so weit gehenden und sich gleichmäßig über gewaltige Areale geltend machenden mechanischen Metamorphismus durch gebirgsbildenden Druck (Dynamometamorphismus) ist freilich die Tatsache schwer in Einklang zu bringen, daß manche hochkrystalline archäische Gebiete eine höchst einfache, wenig gestörte Tektonik aufweisen, während benachbarte Silur- und Devonareale mit ihren Diabaseinlagerungen trotz gewaltsamster Faltung, Knickung, Überschiebung, Verquetschung und Transversalschieferung ihren ursprünglichen Habitus als Komplexe von Tonschiefer, Grauwacke, Sandstein und gemeinem Kalkstein nebst Diabasen fast unverändert beibehalten haben (Rheinisches Schiefergebirge, Vogtland).

Hydrochemischer Regionalmetamorphismus. Im Gegensatze zu diesen Ansichten über den Ausgangspunkt und die Vorgänge des Metamorphismus ganzer Schichtensysteme abstrahierte die hydrochemische Theorie des allgemeinen Metamorphismus, wie sie vorzüglich von Bischof gelehrt wurde, von einer plutonischen Hitze- oder Druckeinwirkung, erkannte in langandauernder Durchwässerung die Ursache dieses großartigen Gesteinsumwandlungsprozesses und schrieb dieser die stattgehabte substantielle Veränderung und Umkrystallisierung der metamorphischen Schichten zu. Danach ist dieser Vorgang die sich in der Erdtiefe betätigende Fortsetzung der in den oberflächlichen Niveaus der Erdkruste als Zersetzung und Auflösung sich geltend machenden chemischen Tätigkeit des Wassers (s. S. 89 u. f.). Letzteres, Kohlensäure und Sauerstoff enthaltend, dringt nach seinem Niederschlage aus der Atmosphäre durch die Gesteine nahe der Erdoberfläche, wo ihm durch stattfindende Oxydationsprozesse der Sauerstoff, durch Zersetzung gewisser Silikate die Kohlensäure entzogen wird, bis beide Gase, nachdem das Wasser einen längeren Weg in die Tiefe zurückgelegt, allmählich ganz aufgezehrt sind, und jene Zersetzungen aufhören müssen. Dahingegen haben sich die Gewässer mit löslichen Mineralsubstanzen beladen, welche, in tiefer liegenden Schichten angelangt, Veranlassung zu Gesteinsveränderungen geben. Auf diese Weise in Lösung zugeführte Alkali- und Kalksilikate verbinden sich mit bereits vorhandenen Tonerde- und Magnesiasilikaten zu zusammengesetzten Silikaten (z. B. Feldspat, Glimmer), welche sich, da dieser Prozeß außerordentlich langsam vor sich geht, krystallinisch ausscheiden. Enthalten einfache Silikate, welche sich miteinander verbinden, Kieselsäure in größerer Menge, als die aus

denselben entstehenden Doppelsilikate, so erfolgt bei diesem Vorgange eine Ausscheidung des Quarzes. Die hydrochemische Gesteinsmetamorphose besteht demnach in der Zuführung von Minerallösungen aus oberflächlichen Niveaus in tiefere, ferner in dem Vollzug gegenseitiger Verbindungen und Zersetzungen zwischen jenen Solutionen und dem durchwässerten, vielleicht bereits durch Gebirgsdruck zermalmten Gesteinsmateriale und endlich in der daraus hervorgehenden, langsamen und deshalb krystallinen Neubildung von Mineralien, also in Summa in der vollständigen Umgestaltung der chemischen Zusammensetzung, der petrographischen Konstitution und der Strukturverhältnisse des ursprünglichen Gesteines.

Das Zusammenwirken aller oben erörterten Ursachen der allgemeinen Gesteinsmetamorphose beanspruchen diejenigen Theorien, nach welchen sich an derselben gleichzeitig beteiligt haben: Wasser als chemisches Lösungsmittel, — direkt aus der Erdtiefe oder von lagerartig injizierten Eruptivgesteinen stammende höhere Temperatur und Druck.

Ein Haupteinwurf, den man gegen die Theorie vom allgemeinen Metamorphismus erhoben hat, beruht darauf, daß sie enorme und zwar längere Zeiträume, als z. B. vom Silur bis jetzt verflossen sind, für die Umwandlung der Gesteine voraussetzt, denn alle Formationen vom Silur bis jetzt befinden sich, wo sie normal ausgebildet sind, noch nicht im Zustande des Metamorphosiertseins. Nun enthalten aber alle paläozoischen Formationen, so namentlich auch das direkt auf die krystalline Schieferformation folgende präcambrische und cambrische Schichtensystem, Rollstücke sowohl von Gneißen, als auch von krystallinen Schiefern, welche genau denselben Habitus besitzen, wie ihr Muttergestein. Der beanspruchte langwierige Metamorphosierungsprozeß der ältesten Formationen war also beim Eintritt der Erde in die paläozoische Periode bereits vollendet, konnte deshalb keine langen Zeiträume in Anspruch genommen haben. Wäre aber dieses letztere der Fall, so müßten alle unsere paläozoischen Formationen schon längst in krystalline Schiefer und Gneiße umgewandelt sein.

Trotz noch schwebender großer Schwierigkeiten in der Erklärung des Vollzuges der allgemeinen Metamorphose gewinnt doch die Überzeugung immer mehr Boden, daß die gegenwärtige Erscheinungsweise der archäischen Gneiß- und krystallinen Schieferformation auf metamorphische Vorgänge zurückzuführen und in letzterer eine metamorphe Fazies ursprünglich normaler uralter Schichtenkomplexe von Tonschiefer, Grauwacke, Sandsteinen und Konglomeraten mit eingelagerten Kalksteinen und Ergußgesteinen nebst deren Tuffen zu erblicken sei. Zweifellos aber ist es, daß unter und zwischen solchen uralten metamorphischen Schieferkomplexen auch archäische Eruptivgesteine weit verbreitet sind, welche eine zum Teil primäre, zum Teil protoklastische, zum Teil auf dynamometamorphem Wege errungene Parallelstruktur zur Schau tragen.

Diese kann sich in dem Maße steigern, daß es sehr oft nicht möglich sein wird, gneißig metamorphosierte Sedimentgesteine und z. B. gneißig struierte Granite voneinander zu unterscheiden.

C. Die glacialen Ablagerungen.

D. Die äolischen Gesteine.

§ 14. Die Genesis der Moränen durch Gesteinstransport von seiten fließenden Eises, ferner die durch Windtransport vermittelte Bildungsweise gewisser Tuffe aus in weite Entfernung getragenen vulkanischen Aschen und Sanden, der Dünen- und Flugsandablagerungen durch Sandtreiben und des Lösses durch Staubwinde ist bereits in dem Abschnitte über die geologische Tätigkeit des Eises (S. 148) sowie des Windes (S. 156) zur Darstellung gelangt.

Vierter Abschnitt.

Tektonische Geologie.

Es ist die Aufgabe der tektonischen Geologie, zu erforschen, auf welche Weise die Gesteine, deren Zusammensetzung und Entstehung in früheren Abschnitten besprochen wurde, zum Aufbau der festen Erdkruste benutzt worden sind, welche Form die einzelnen Bausteine besitzen, und wie sie miteinander zu einem großen Ganzen verknüpft sind, — kurz, sie soll den Bauplan, die Architektur der Erde ergründen*).

Die Erdkruste ist aus Gebirgsgliedern aufgebaut. Unter einem Gebirgsgliede versteht man eine größere, durch ihr Material, ihre Form und Lagerung individualisierte, d. h. als selbständiges Ganzes charakterisierte Gesteinsmasse. Material, Form und Lagerung eines Gesteines sind aber das Gesamtresultat der Entstehungsweise desselben und je nach ihrem sedimentären oder eruptiven Ursprunge so durchaus verschieden, daß die Gebirgsglieder nach dieser ihrer Entstehung und den davon abhängigen Verhältnissen in geschichtete und massige gesondert werden müssen. Zu ihnen gesellen sich, räumlich freilich eine sehr untergeordnete, nationalökonomisch aber außerordentlich wichtige Rolle spielend, die plattenförmigen Mineralmassen, die Mineralgänge.

A. Die geschichteten Gebirgsglieder.

§ 1. **Die Schicht.** Die geschichteten Gebirgsglieder bestehen aus einer regelmäßigen Reihenfolge von aufeinander lagernden Schichten, unterscheiden sich also von den massigen durch den Besitz einer Schichtung. Eine Schicht ist eine plattenförmige Gesteinsmasse sedimentären Ursprungs, welche von zwei annähernd parallelen, durch den Ablagerungsmodus erzeugten Flächen begrenzt wird. Diese ihre Begrenzungsflächen heißen Schichtflächen. Der für geschichtete Gesteine bezeichnende Parallelismus

---

*) Über die diese Aufgabe verfolgenden Arbeits- und Untersuchungsmethoden siehe: K. Keilhack, Lehrbuch der praktischen Geologie. Stuttgart 1896.

ist nicht allein in der gegenseitigen Lage der Schichtflächen, sondern sehr gewöhnlich auch in der Parallelstruktur der Schichtenmasse selbst, so in leichterer Spaltbarkeit, in heller oder dunkler Streifung, in versteinerungsreichen Zonen, in grob- oder feinkörnigen Streifen und in Lagen von Rollstücken ausgesprochen. Eine verhältnismäßig seltene Ausnahme von dieser Regel bildet die Diagonalschichtung, welche in Sanden und Sandsteinen am häufigsten ist*). Sie besteht darin, daß sich innerhalb einer von parallelen Schichtungsflächen begrenzten Sandsteinbank eine Querschichtung und Streifung zeigt, welche die Bank schräg durchsetzt (siehe Fig. 102). In anderen Sandsteinen, sowie in den lockeren Sanden der jüngsten Perioden ist nicht selten eine ungleichförmige (diskordante) Parallelstruktur

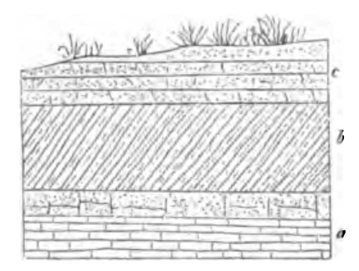


Fig. 102. Diagonalschichtung im Sandsteine (*b*) von Suhler Neudorf im Thüringer Walde. (*H. Cred.*)

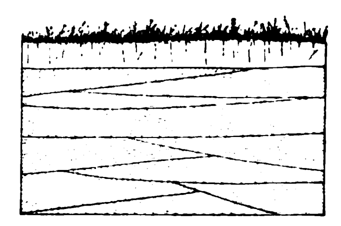


Fig. 103. Ungleichförmige (diskordante) Parallelstruktur.

in der Weise ausgebildet, daß lauter kleine Schichtsysteme von verschieden orientierter Parallelstruktur rasch und regellos miteinander abwechseln und scharf aneinander abstoßen (Fig. 103).

Das Schichtenmaterial ist in den meisten Fällen das Produkt eines Aktes des mechanischen oder chemischen Niederschlagsprozesses aus Wasser oder wässeriger Lösung, während die Schichtungsfuge einem unvermittelten Wechsel des Gesteinsmateriales, also einer Änderung der Bildungsverhältnisse entspricht**). Damit steht im Zusammenhange, daß Kalkstein- oder Sandsteinschichten sehr häufig durch eine dünne Lage (einen Besteg) von Ton, Letten oder Glimmerschüppchen getrennt werden und daß auf den Schichtenoberflächen die Reste der einstigen Meeresbewohner in der Lage, die sie auf dem Meeresboden einnahmen, hervortreten. Die Dicke einer Schicht, also der rechtwinkelige Abstand ihrer beiden Schichtungsflächen, wird als ihre Mächtigkeit bezeichnet; sie schwankt zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern und bleibt sich selbst bei einer und derselben Schicht nicht immer vollkommen gleich, namentlich nimmt dieselbe nach ihren Rändern zu ziemlich gleichmäßig ab. In diesem Falle nähern

*) W. Frantzen, Jahrb. d. k. pr. geol. Land. 1892. S. 138.
**) J. Walther, Lithogenesis. Jena 1893. S. 620.

sich die Schichtungsflächen mehr und mehr, bis sie sich endlich schneiden. Diese Erscheinung — das sich Auskeilen einer Schicht — macht sich in der Regel nur bei Vergleichungen der Mächtigkeit einer Schicht an mehreren voneinander entfernten Punkten bemerklich. Tritt sie in der Weise auf, daß eine Gesteinsmasse von nur geringen Dimensionen allseitig von ihr betroffen wird, so erhält diese letztere eine linsenförmige Gestalt und heißt dann lentikuläre Einlagerung (siehe Fig. 104). Sind die Konturen solcher Einlagerungen sehr unregelmäßig oder unbestimmt, und besitzen diese gleichzeitig bedeutende Dimensionen, so nennt man sie stockförmige Einlagerungen oder Stöcke (z. B. von Gyps, Salz), während man unter Riffen mächtige, ungeschichtete, oft kuppel- oder kastenförmige Kalkstein- oder Dolomitmassen organogenen Ursprungs versteht (siehe S. 309), die sich entweder jetzt noch topographisch markieren, oder unter jüngeren, die Niveauunterschiede ausgleichenden Schichtenkomplexen begraben liegen. Besonders mächtige Schichten werden als Bänke, Schichten von technisch nutzbarem Gesteinsmateriale als Flötze (z. B. Steinkohlenflötz, Kupferschieferflötz) und, wenn ihre Mächtigkeit keine sehr gleichbleibende ist, als Lager (z. B. Eisensteinlager) bezeichnet, obwohl diese Unterschiede nicht streng gehandhabt werden. Die Stelle, wo eine Schicht die Erdoberfläche schneidet, wo also ein rechtwinkeliger oder schräger Anschnitt der Schicht entsteht, heißt, falls letztere eine geneigte oder horizontale Lage besitzt, ihr Ausgehendes, falls sie sehr steil aufgerichtet ist oder vertikal steht, der Schichtenkopf.

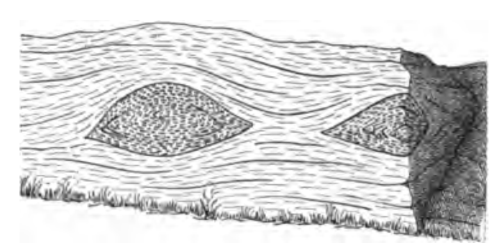


Fig. 104. Linsen, oder lentikuläre Einlagerungen von Amphibolit im Gneiß. Nach *Sauer*.

Die Ober- und Unterseite einer Schicht wird durch die Schichtflächen gebildet, deren obere, die Grenze nach der nächst jüngeren Schicht bildende die Dachfläche, deren untere die Sohlfläche genannt wird. Dieselben sind gewöhnlich eben und glatt, bieten aber zuweilen Erscheinungen dar, welche in innigstem Zusammenhange mit der Bildung der Schichten stehen. Hierher gehören: Rippelmarken (sog. Wellenfurchen), Regentropfenspuren, netzförmige Leisten, Pseudomorphosen nach Steinsalz, Tierfährten und mancherlei andere Spuren organischen Lebens. An flachen, sandigen Küsten, sowie in Sandwüsten und Dünengebieten bilden sich durch den Wellenschlag und das Windgebläse rechtwinkelig auf deren Richtung Rippelmarken, nämlich wellige, sich verzweigende, aber immer wieder parallel laufende rippenförmige Erhöhungen und flache Furchen von Sand. Wird die so skulpturierte Oberfläche von neuen Sedimenten bedeckt, so

werden die Rippelmarken auf der Dachfläche der Schicht in ihrer wirklichen Gestalt und auf der Sohlfläche der nächst jüngeren Schicht in Form eines Abdrucks erhalten bleiben. In der Tat finden sie sich auf den Schichtungsflächen vieler Sandsteine und Quarzite. Auf der Oberfläche mancher Gesteinsschichten sind kleine rundliche Eindrücke zu beobachten, welche durch den Aufschlag von Regentropfen auf die ursprünglich schlammigen und sandigen Sedimente hervorgebracht worden sind. Infolge des Trocknens einer frischen Schlammschicht bilden sich netzförmige Risse auf ihrer Oberfläche, welche von den nächsten Absätzen wieder ausgefüllt werden und dann an der Unterseite der neugebildeten Schicht in Leistenform hervortreten. In ähnlicher Weise werden die Fußspuren der Tiere, welche sich über den noch plastischen Schlamm bewegt haben, konserviert.

§ 2. **Schichtenreihen.** Unter einer Schichtenreihe, Schichtengruppe oder einem Schichtensysteme versteht man eine gleichförmige (konkordante) Aufeinanderfolge von Schichten. Die Zusammengehörigkeit der letzteren ist weder allein durch gleiche Versteinerungsführung, noch ausschließlich durch gleichartige petrographische Beschaffenheit, sondern durch gleichzeitige Parallelität (Gleichförmigkeit, Konkordanz) der einzelnen einander überlagernden Schichten bedingt. Eine Schichtenreihe ist demnach das Produkt eines zusammenhängenden, ungestörten Ablagerungsvorganges auf dem Grunde eines Meeres- oder Seebeckens. Die über irgend einer Schicht oder Schichtengruppe befindliche, also bei normalen Verhältnissen jüngere Ablagerung nennt man das Hangende, den unter ihr befindlichen Komplex das Liegende jener als Horizont angenommenen Schicht oder Schichtengruppe.

Die Verknüpfung der einzelnen, petrographisch oft durchaus verschiedenartigen, zu einem System vergesellschafteten Schichten kann eine mehr oder weniger enge sein. Am losesten ist dieselbe dort, wo ganz heterogene Gesteinsschichten plötzlich und ohne Übergang mit einander wechsellagern. Der innigste Zusammenhang wird durch den allmählichen Übergang ihres Materials hergestellt. So können cementarme Sandsteine nach ihrem Hangenden zu mehr und mehr toniges Bindemittel aufnehmen, bis dieses vor den Sandkörnern vorwaltet und sie allmählich ganz verdrängt, so daß die jüngsten Schichten als reine oder sandige Schiefertone dastehen. Konglomerate gehen durch nach irgend einer Richtung eintretende Verkleinerung ihrer Gerölle in Sandsteine, — Kalksteine durch Aufnahme und Überhandnehmen ihres Tongehaltes in Mergel und Tone, — Gneiße durch Zurücktreten des Feldspates und Ausbildung einer schieferigen Struktur in Glimmerschiefer über usw. Bei der Verknüpfung petrographisch verschiedener Schichtengruppen oder einzelner Schichten durch Wechsellagerung stellen sich zwischen den Schichten einer Gesteinsart anfangs spärliche und dünne Lagen einer anderen ein und nehmen in der Richtung

nach dem Hangenden oder Liegenden an Zahl und Mächtigkeit zu, bis sie durch allmähliche Verdrängung der früher dominierenden Gesteinsart schließlich das alleinige Gebirgsmaterial bilden.

Ebenso wie in der Richtung nach dem Hangenden und Liegenden, so können solche Änderungen des Gesteinsmateriales auch innerhalb ein und derselben Schicht sich einstellen. In ersterem Falle erlitten die Ablagerungsverhältnisse in einem Meeresbecken im Laufe der Zeit eine Umgestaltung, in letzterem Falle waren sie gleichzeitig an verschiedenen Punkten desselben Ablagerungsareales verschieden. Es kann dann eine ganz eigentümliche Verknüpfung der resultierenden gleichalterigen, aber verschiedenartigen Schichten stattfinden: die auskeilende Wechsellagerung (Fig. 105).

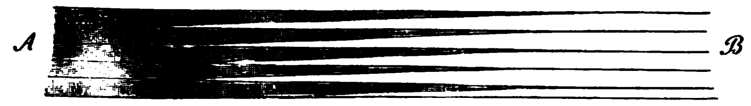


Fig. 105. Auskeilende Wechsellagerung.

Hier sind zwei Gebirgsglieder, z. B. Kalkstein *A* und Sandstein *B*, in größerer Entfernung voneinander rein und selbständig ausgebildet, allein in der Richtung nach dem Sandsteine zu beginnen die Schichten des Kalksteines allmählich schwächer zu werden und sich schließlich auszukeilen, während sich zugleich zwischengreifende Lagen von Sandstein einstellen und an Mächtigkeit zunehmen, bis sie die Schichtenreihe ganz allein zusammensetzen. Ganz dieselbe Erscheinung bietet sich natürlich dem Beobachter dar, wenn er von *B* nach *A* zu geht, nur daß hier der Sandstein das verdrängte, und der Kalkstein des verdrängende Gebirgsglied ist.

§ 3. **Schwebende Schichtenlage; Schichtenstörungen durch Aufrichtung.** Alle mit Hilfe des Wassers auf dem Grunde von Meeres- oder Seebecken abgesetzten Schichten hatten ursprünglich eine horizontale oder nur sehr wenig geneigte (schwebende oder söhlige) Lage inne. Verhältnismäßig nur selten haben sie sich dieselbe bewahrt (so die cambrisch-silurischen Schichten des nordwestlichen Rußlands, die Kohlenformation in dem Zentralgebiete von Nordamerika u. a.), in den meisten Fällen aber haben sie dieselbe mit einer sekundären vertauscht, d. h. eine Schichtenstörung, eine Dislokation erlitten.

Die Störung der ursprünglichen Lagerungsform der Schichten offenbart sich 1. durch deren einseitige Aufrichtung, 2. durch ihre Faltung oder Knickung, 3. durch zonenweises Absinken und damit verknüpfte Abbiegung und Schleppung, 4. durch ihre Zerspaltung und Verwerfung oder Überschiebung*). Die Ursache dieser Störungen des Schichtenbaues der

*) Über die Bezeichnung und Definition dieser Störungen vergl. Heim und de Margerie, Die Dislokationen der Erdrinde. Zürich 1888.

Erdkruste ist vor allem zu suchen in der Stauchung der oberflächlichen Schichten durch Horizontalschub, sowie in der Verschiebung einzelner Schollen der Erdrinde auf Spalten, — Vorgänge, die sich sämtlich auf die Kontraktion des sich abkühlenden Erdinneren, also auf den Prozeß der Gebirgsbildung zurückführen lassen (S. 66).

Bei einfacher oder einseitiger Schichtenaufrichtung haben die Schichten statt der anfänglich söhligen eine mehr oder weniger geneigte, oft sogar senkrechte, zuweilen selbst überkippte Stellung erhalten. Daß diese nicht ihre ursprüngliche, sondern eine erst später eingenommene ist, dafür spricht außer unseren Vorstellungen von der Sedimentbildung auch das Vorkommen von flach linsen- oder plattenförmigen Rollstücken in steil stehenden Schichten, wo sie übereinander, ihre scharfen Ränder einander zugekehrt, ihre größten Achsen parallel den Schichtungsflächen liegend angeordnet sind. In dieser Stellung können sie unmöglich abgelagert worden sein, müssen dieselbe vielmehr erst später erhalten haben. Zu dem nämlichen Schluß führt die horizontale oder stark geneigte Lage fossiler, noch an ihrem Wurzelwerke haftender Baumstämme, welche rechtwinkelig auf steil aufgerichteten Schichten stehen. Sie vertauschten ihre ursprünglich vertikale Stellung, nachdem sie schon längst von Gesteinsmaterial umhüllt worden waren, infolge der Aufrichtung der Schichten mit einer horizontalen.

Senkrechte Schichten bezeichnet man als auf dem Kopfe stehend; setzte sich die Bewegung, aus welcher diese vertikale Stellung hervorging, noch weiter fort, so gelangte die betroffene Schichtenreihe zu einer überkippten Lagerungsform, indem die Schichten immer steiler aufgerichtet und endlich überstürzt wurden, sodaß jetzt die untersten zu oberst liegen. Solche Ereignisse haben z. B. die Schichtengruppe des Harzrandes bei Goslar und Oker betroffen, wo die Kreide vom weißen Jura und dieser vom braunen Jura und Lias, letzterer von den älteren Formationen bis zum Devon überlagert wird, während ursprünglich gerade die umgekehrte Lagerungsfolge stattfand.

Wechsellagern beim Eintritt einer derartigen Aufrichtung bereits fest gewordene Gesteinsschichten (Fig. 106 *A* und *C*) mit solchen von noch biegsamer Beschaffenheit (*B*), — ein Zustand, in welchem sich z. B. als Schlamm abgesetzte Tone lange Zeit erhalten, — so entsteht ein Drängen ihrer Masse von oben nach unten, infolge dessen die noch plastischen Schichten die auffallendsten Windungen und Faltungen annehmen können, trotzdem sie zwischen Bänken von vollkommen paralleler Lage eingeschlossen sind.

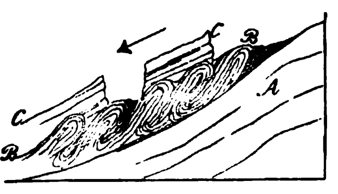


Fig. 106. Schichtenstauchung.

Von gleicher geologischer wie technischer Wichtigkeit ist die Bestimmung der Lage oder Stellung aufgerichteter Schichten. Dieselbe wird möglich durch Festlegung zweier auf der Oberfläche der letzteren gezogenen geraden Linien. Zu der einen derselben wählt man die in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie (Streichlinie, *st*, Fig. 107); zu der zweiten die Linie der größten Neigung der Schichtungsfläche gegen den Horizont (Falllinie, *fa* der nebenstehenden Fig. 107); beide stehen rechtwinkelig auf einander. Unter der mit dem Kompaß aufzunehmenden Himmelsrichtung der Streichlinie versteht man das Streichen der Schicht, unter ihrem Fallen die Neigung derselben gegen eine Horizontale.

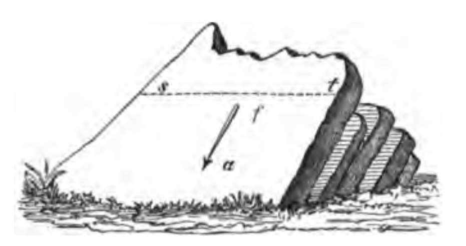


Fig. 107. *st* Streichlinie, *fa* Falllinie.

Das Streichen einer Schicht wird wie folgt genommen: Man denke sich eine in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie, halte ihr die festliegende Nord-Südlinie der Kompaßplatte parallel und konstatiere, auf welchen Teilstrich des Gradbogens die Nordspitze der Magnetnadel sich einstellt. Dann zähle man die Anzahl der Grade von diesem Teilstriche bis zum nächsten Endpunkt der festliegenden Nord-Südlinie, bemerke, ob man dabei von der Nordspitze der Magnetnadel aus in östlicher oder westlicher Richtung gegangen ist, und drücke endlich das auf diese Weise beobachtete Streichen aus als: N so und so viel Grad nach W oder O (z. B. N 45° O = NO). Nur statt N 90° O oder N 90° W pflegt man O oder W zu sagen.

Der bergmännische Kompaß wird in 2 mal 12 Stunden (horae) geteilt, wobei die Stunden 12 in den Nord- und Südpunkt des Kompasses gelegt werden. Man zählt nun die Stunden von N nach O und von S nach W, so daß die Ost-Westlinie der Stunde 6, die Nordost-Südwestlinie der Stunde 3, und die Nordwest-Südostlinie der Stunde (hora) 9 entspricht.

Bei dem auf diese Weise erhaltenen Streichen hat man die Deklination der Magnetnadel außer Acht gelassen. Um dieses sogenannte observierte Streichen auf den wahren Meridian zu reduzieren, muß man die Anzahl der Grade der Deklination (für Deutschland gegenwärtig etwa 12 Grad und zwar gen W) von dem observierten Streichen abziehen, falls dasselbe ein im allgemeinen nordöstliches ist, dahingegen solche zuzählen, falls das beobachtete Streichen ein nordwestliches ist.

Bei der Bestimmung des Fallens der Schichten hat man zweierlei, nämlich die Richtung und die Größe oder den Grad desselben anzugeben. Die Richtung bestimmt sich sogleich, wenn man bei der Beobachtung des

Streichens darauf achtet, nach welcher Seite der Streichlinie die Schicht einschießt. Die Größe des Fallens, oder den Neigungswinkel der Falllinie gegen den Horizont bestimmt man mittels eines kleinen Pendels, welches an einem auf dem Kompaßboden selbst eingravierten Gradbogen die Größe des Neigungswinkels anzeigt. Bei horizontal liegenden Schichten kann natürlich weder von einem Streichen noch von einem Fallen die Rede sein, denn sie streichen nach allen Weltgegenden zugleich und haben gar kein Einfallen.

Die Mächtigkeit einer aufgerichteten Schichtenreihe erhält man, indem man entweder den rechtwinkeligen Abstand der Begrenzungsflächen der einzelnen Schichten mißt, oder, indem man die Ausdehnung ihres Ausgehenden in rechtem Winkel auf ihr Streichen mißt und den Fallwinkel beobachtet, durch trigonometrische Berechnung aus diesen Faktoren.

§ 4. **Schichtenstörungen durch Faltung.** Biegungen einer Schichtenreihe äußern sich dadurch, daß entweder die Randzonen oder die zentralen Partien des von horizontalem Zusammenschub betroffenen Areales eine Auftreibung erleiden. Im ersteren Falle entsteht eine im Querschnitte rinnenförmige, im zweiten Falle eine sattelförmige Biegung jeder einzelnen Gesteinsschicht, erstere Lagerungsform nennt man eine Mulde oder Synklinale (*ST*, Fig. 108), letztere einen Sattel, ein Gewölbe oder eine Antiklinale (*A* und *AT*, Fig. 108). In dem Profile sowohl einer Mulde,

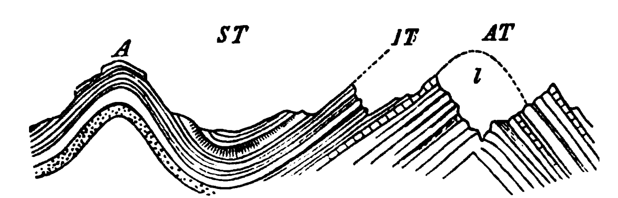


Fig. 108. *A* und *AT* Sättel, *ST* Mulde, *l* Luftsattel. Nach *Heim*.

wie eines Sattels erscheint jede Schichtenreihe zweimal, und zwar in entgegengesetzter Richtung (widersinnig) einfallend. Diese beiden Teile einer gebogenen Schichtenzone bezeichnet man als Flügel. In einer Mulde fallen die Flügel von beiden Seiten nach einer Mittellinie (Synklinal- oder Muldenlinie) zu (\/), — in einem Sattel von der Antiklinal- oder Sattellinie nach beiden Seiten ab (/\).

Ein Sattel und eine Mulde, die sich aneinander schließen, bilden eine Falte. Jede Falte hat einen beiden Biegungen gemeinsamen Mittelschenkel und zwei Seitenschenkel (∼). Eine größere oder geringere Anzahl paralleler Falten können zu einem Faltensystem verknüpft sein, welches dann seinen topographischen Ausdruck als Gebirge findet (vgl. Fig. 28, 29 und 30, S. 67 und 69).

Man kann stehende, schiefe und liegende (überkippte) Falten unterscheiden. Bei einer stehenden Falte sind die Flügel symmetrisch zu den Mittellinien des Sattels und der Mulde gestellt, so daß sie unter ungefähr gleichen Winkeln einfallen (Fig. 108). Schiefe Falten sind nach einer Seite geneigt (Fig. 109), liegende Falten sogar vollkommen übergelegt, so daß ihre Flügel eine fast völlig horizontale Lage erhalten können



Fig. 109. Schiefe Falte. Nach *Heim*.



Fig. 110. Liegende Falte. Nach *Heim*. *l* Luftsattel.

(Fig. 110). In letzterem Falle wiederholt sich die nämliche Schichtenreihe dreimal übereinander, jedoch so, daß die einzelnen Schichten jedesmal in umgekehrter Lage und Reihenfolge auftreten. Als eine der großartigsten derartigen Erscheinungen schildert Heim die Glarner Doppelfalte*). Wie der Name andeutet, stellt dieselbe zwei liegende Falten dar, welche von beiden Seiten her derartig gegen die Mittellinie des Zentralmassivs übergebogen sind (Fig. 111), daß die älteren Schichten die jüngeren und

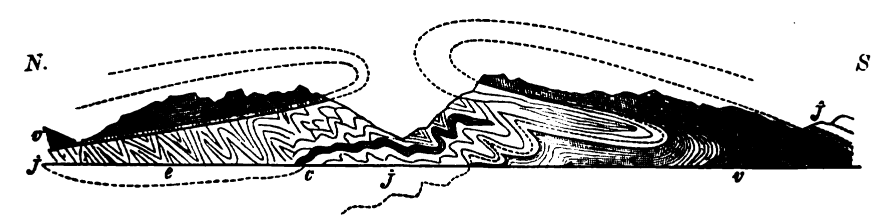


Fig. 111. Die Glarner Doppelfalte zwischen Sernftal und Vorderrheintal. Nach *Heim*.
v Verucano (= Sernifit = Permo-Carbon), *j* Trias- und Juraformation, *c* Kreideformation, *e* Eocän.

zwar in der nördlichen, nach S überliegenden Falte in 16 km, in der südlichen, nach N überhängenden Falte in 13 km Breite überlagern. Bei Überbiegung beider liegenden Falten sind deren Mittelschenkel ausgewalzt, z. T. in Fetzen zerrissen, lokal völlig ausgequetscht worden. Infolge dieser Dislokationen sind in dem ganzen von ihnen betroffenen Alpengebiete vom

*) A. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung usw. Basel 1878. Bd. I. S. 126—244. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Basel 1891. — Vergl. auch A. Baltzer, Der Glärnisch. Zürich 1873. S. 35—59. — Siehe jedoch S. 331.

Calanda bis zum Tödi und vom Vorderrhein bis an den Walensee die Talgründe in den jüngsten (eocänen) Schichten ausgewaschen, während die sie überragenden Berggipfel aus den älteren Gesteinen gebildet werden, welche normal zu unterst liegen sollten. Auch die höchst komplizierten Lagerungsverhältnisse, namentlich des Gneißes und des Jurakalkes im Berner Oberlande (Fig. 112), sind z. T. als derartige liegende, oft verzerrte Falten zu deuten*). So besteht der Gipfel der Jungfrau 800 m hoch aus überschobenem Gneiß, die schroffen Abstürze unter demselben aus jurassischem Kalkstein, welcher in 2 großen Falten in den Gneiß eingeknetet ist, und unter welchem der letztere wiederum hervortritt. Der höher liegende der beiden jurassischen Faltenkeile dringt, sich fortwährend verschmälernd, über 2 km, der untere bei 400 m Mächtigkeit 1900 m tief in den Gneiß ein (Baltzer).

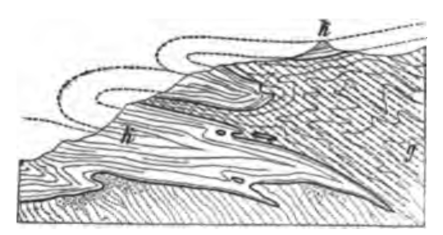


Fig. 112. Verzerrte liegende Falten von Jurakalk (*k*) zwischen dem Gneiß (*g*) des Berner Oberlandes. Der Gneiß mit durch falsche Schieferung verwischter Schichtung. Nach *Baltzer*.

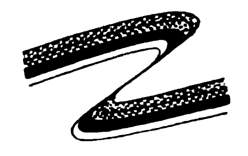


Fig. 113. Faltenverwerfung.

Bei besonders intensiver Faltung kann der Mittelschenkel einer Falte zerreißen und zuletzt vollständig ausgequetscht werden (Fig. 113), so daß der hangende Flügel jeden Zusammenhang mit dem liegenden verliert und gegen diesen auf einer Rutschfläche in die Höhe geschoben erscheint (Faltenverwerfung, bei sehr flacher Lage der Gleitfläche Faltenüberschiebung).

Eine an Sätteln gewöhnliche Erscheinung ist die, daß deren obere Umbiegungen, also die Sattelkämme, durch Verwitterung zerstört und durch Denudation abgetragen sind, so daß die beiden Sattelflügel ihres ursprünglichen Zusammenhanges beraubt erscheinen. Man bezeichnet derartige verschwundene, behufs Deutung der Lagerungsverhältnisse zu rekonstruierende Sattelrücken als Luftsättel (vgl. Fig. 108, 110, 111, 112 u. 114).

Bei der antiklinalen sowohl wie bei der synklinalen Lagerungsform kann der Neigungswinkel der beiderseitigen Flügel zwischen wenigen und

*) A. Baltzer, Der mechanische Kontakt von Gneiß und Kalk im Berner Oberland. Bern 1880. — Ders., Das Aarmassiv usw. Bern 1888. — Ferner: N. Jahrb. 1885. II. S. 25.

90 Graden, der Schichtenbau selbst zwischen flachen Falten und auf dem Kopfe stehenden Schichtenzonen schwanken. Letztere Erscheinung stellt sich namentlich häufig bei den ältesten Sedimentärformationen, jedoch auch bei den Ablagerungsprodukten jüngerer Perioden, vorzüglich dort ein, wo sie am Aufbau der inneren Zonen von Kettengebirgen teilnehmen. Dann besteht das ganze Schichtensystem aus lauter scharf zusammengestauchten Antiklinalen und Synklinalen, deren Flügel parallel oder fast parallel nebeneinander stehen (Isoklinalfalten). Eine solche Bauart kann zu der Täuschung führen, daß man eine außerordentlich mächtige, regelmäßige Aufeinanderfolge von Schichten vor sich zu haben meint, während es doch nur eine mehrfach gefaltete und zusammengepreßte Schichtenreihe ist, deren Glieder sich mehrmals wiederholen. Die in bestimmten Entfernungen regelmäßig erfolgende Wiederkehr identischer Formationsglieder, wobei deren Hangendes und Liegendes in entgegengesetzter Richtung repetiert (*a*, *b* und *b*, *a* in Fig. 114), läßt meist mit ziemlicher Sicherheit auf das Vorhandensein solcher Schichtenstörungen schließen. Geht die Zusammenschiebung noch weiter, so weichen die oberen Teile der Sattelflügel nach außen aus, so daß eine fächerförmige

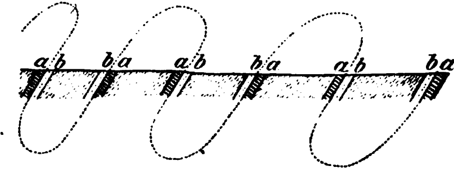


Fig. 114. System von Isoklinalfalten mit Luftsätteln.

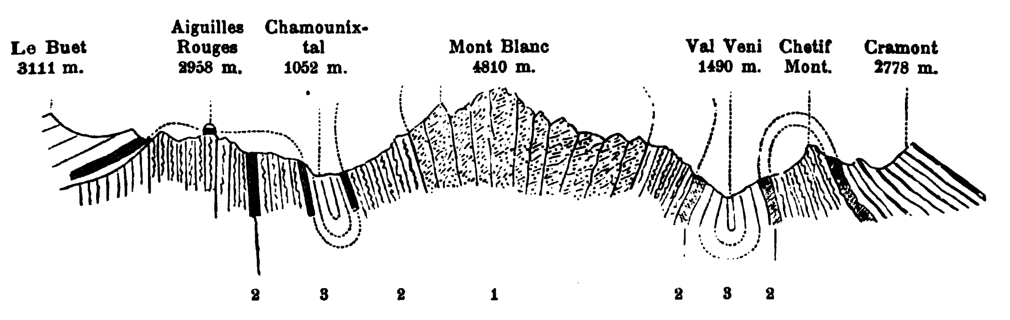


Fig. 115. Profil durch den Montblanc-Stock. Nach *Favre*.
1 Gneiß, 2 krystalline Schiefer in fächerförmiger Stellung, 3 Jura als eingeklemmte Fächermulden.

Schichtenstellung resultiert, wie sie namentlich die aus Gneißen und krystallinischen Schiefern bestehenden Zentralmassivs der Alpen beherrscht (Fig. 115).

Ähnliche Erscheinungen wie im großen wiederholen sich innerhalb solcher Schichtenkomplexe, welche einem starken seitlichen Drucke ausgesetzt waren, auch im kleinsten Maßstabe und zwar oft im dichtesten Gedränge nebeneinander. Man bezeichnet dieselben als Runzelung,

Fältelung, gekrösartige Windungen, Schichtenbiegungen, zickzackartige Knickungen (Fig. 116).

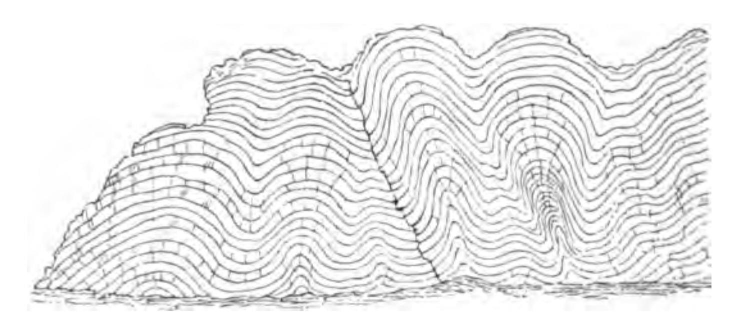


Fig. 116. Schichtenwindungen des Kieselschiefers bei Lautenthal im Harze.

Wir haben bis jetzt nur geradlaufende Faltungen, also langgestreckte, mulden- und sattelförmige Biegungen der Schichtenreihen betrachtet. Bei umlaufendem Schichtenbau, also wenn sich die Streichrichtung beständig in demselben Sinne ändert, d. h. einen Bogen oder eine in sich zurücklaufende krumme Linie beschreibt, stellen sich die aus gleichartigen Störungsursachen hervorgehenden Lagerungsverhältnisse einerseits als becken-, anderseits als kuppelförmig dar. Bei Becken oder Bassins haben wir synklinalen, bei Schichtenkuppeln antiklinalen Schichtenbau vor uns; in ersterem Falle repräsentieren die einzelnen Glieder der Schichtenreihe lauter ineinander gesetzte, mehr oder weniger tiefe Teller, so daß die Schichten alle einem, dem tiefsten Punkte zufallen, bei letzterer Lagerungsform lauter meist flache Glocken oder Kegel, welche allseitig von dem Gipfel wegfallen. Ziehen sich derartige Becken oder Schichtenkuppeln in die Länge, erhalten also eine langgestreckte Ausbildung, so entstehen kahnförmige (synklinale) oder umgekehrt kahnförmige (antiklinale) Schichtensysteme.

§ 5. **Schichtenstörungen durch Absenkung.** Senkt sich innerhalb des Bereiches horizontal gelagerter Schichten eine Zone der letzteren in ein tieferes Niveau, ohne daß diesem Absinken eine Lösung des Verbandes durch Spaltung vorausgegangen ist, so entsteht eine Flexur (Ab-

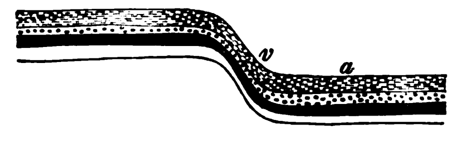


Fig. 117. Flexur.
a abgesunkene Tafel, *v* Verbindungsschenkel.

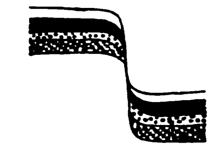


Fig. 118. Zerrissene Flexur mit Schleppung.

biegung, Kniefalte). Sie besitzt die Gestalt einer Falte mit söhligen Flügeln und einem mehr oder weniger steilen Verbindungsschenkel (Fig. 117).

Letzterer pflegt infolge der erlittenen Zerrung (Streckung) an Mächtigkeit verloren zu haben, kann sogar ganz abgequetscht werden und zerreißen, in welchem Falle die Flexur in eine Verwerfung mit Schleppung der Schichtenenden (Fig. 118) übergeht.

§ 6. **Schichtenstörungen durch Spaltung und Verwerfung.** Im engsten genetischen Zusammenhange mit lokalem Nachsinken der Erdrinde gegen den Erdkern, sowie mit der Faltung von Schichtensystemen standen Zerberstungen und Zerreißungen der letzteren, also Spaltenbildungen (vgl. S. 66 und 69). Durch sie getrennte Gebirgsteile (Flügel) verloren ihren ursprünglichen Zusammenhang, so daß jeder für sich von der Senkung oder dem fortdauernden Seitendrucke in verschiedenem Maße betroffen werden konnte. Die dadurch hervorgebrachten Verrückungen ihrer gegenseitigen Lage bezeichnet man als Verwerfungen, Brüche oder Dislokationen, die Spalte, welche die Möglichkeit der Bewegung und zugleich die Bahn derselben geliefert hat, als Verwerfungsspalte, Dislokationsspalte oder Sprungkluft (Fig. 119), die Größe der stattgehabten Verschiebung als Sprunghöhe. Dieselbe ist äußerst verschieden: bald beträgt sie nur einige Zentimeter, bald mehrere Meter, erreicht nicht selten einige hundert, ja zuweilen tausend oder mehr Meter. Je nachdem der eine Flügel gegen den anderen nach abwärts gerückt oder aber nach aufwärts geschoben ist, bezeichnet man die Dislokation als eigentliche Verwerfung (Absenkung) oder als Überschiebung (Wechsel).

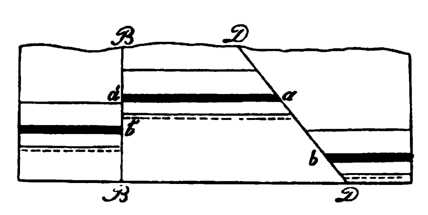


Fig. 119. Verwerfungen.
B vertikale, *D* geneigte Verwerfungsspalte, — vertikale und normale Verwerfung; *ab* flache und *a' b* seigere Sprunghöhe.

Verwerfungen, die dem Streichen eines geneigten Schichtensystemes ungefähr parallel laufen (Längsverwerfungen), können entweder in

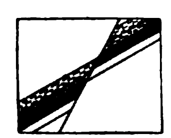


Fig. 120. Recht fallende Verwerfung.

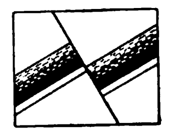


Fig. 121. Widersinnig fallende Verwerfung.

gleicher Richtung mit dem letzteren oder in entgegengesetzter Richtung einfallen (Fig. 120 u. 121), wonach man sie recht und widersinnig fallend nennt.

Wie zu erwarten, übte die rutschende Bewegung größerer Gebirgsglieder auf die Spaltenwände eine mehr oder weniger auffallende mecha-

nische Einwirkung aus, infolge deren dieselben geglättet, poliert und in der Richtung der Bewegung mit Friktionsstreifung versehen sind (Rutschflächen, Harnische, Spiegel), während die angrenzenden Schichtenenden geschleppt, nämlich einerseits aufwärts, anderseits abwärts geschleift oder geknickt wurden (wie in Fig. 118). Der durch diese Vorgänge gelieferte gröbere oder feinere Zermalmungsschutt füllt nach seiner Verfestigung zu Reibungsbreccie oder zu Gangtonschiefer gewöhnlich die Verwerfungsspalten gangartig aus.

Die Bewegung des absinkenden Flügels war zwar oft, aber nicht immer eine der Fallrichtung der Sprungkluft parallele, vielmehr beweist der Verlauf der Rutschstreifen auf den Spaltenwänden, daß sich die Abgleitung schräg, z. T. unter sehr spitzem Winkel zur Falllinie vollzogen hat.

Solche Dislokationen treten oft in ein und derselben Gegend in größerer Zahl vergesellschaftet auf und sind dann entweder zugleich oder mit größeren zeitlichen Unterbrechungen entstanden. Sie streichen teils parallel, teils durchschneiden sie sich in ihrem Streichen unter rechten oder schiefen Winkeln und verursachen in diesem Falle eine vollkommene Zerstückelung der betreffenden Schichtenkomplexe, welche dann mit einer gegenseitigen Verschiebung aller polyedrischen Zerklüftungsstücke verbunden ist (Fig. 122). Schneiden sich verschiedenalterige Verwerfungen in ihrer Fallrichtung, so bewirken die jüngeren nicht selten wiederum eine Verwerfung der älteren. Verlaufen die Verwerfungsspalten parallel und gleichsinnig, so können sie die Veranlassung zur Bildung eines treppenförmigen Schichtenbaues, eines Staffelbruches

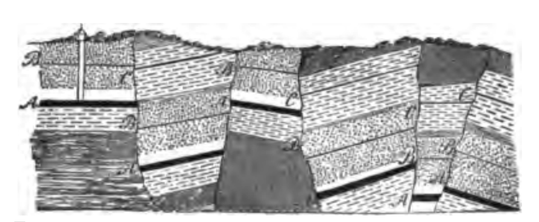
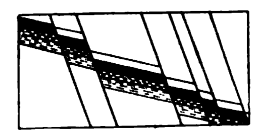


Fig. 122. Vielfach zerstückelte und verworfene Steinkohlenformation von Auckland in Durham. *A*, *B*, *C* Kohlenflötze.



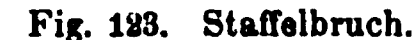


Fig. 123. Staffelbruch.

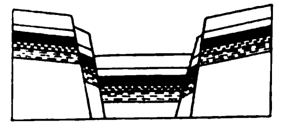


Fig. 124. Graben.

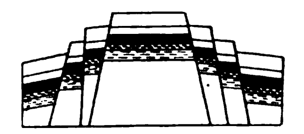


Fig. 125. Horst.

(Fig. 123) geben. Eine Grabenversenkung (Fig. 124) entsteht dadurch, daß ein zwischen zwei parallelen oder divergierenden Spalten gelegener Streifen, eine Scholle, in die Tiefe sinkt, wobei er wiederum jederseits staffelförmig abgesetzt sein kann. Finden hingegen einfache oder staffelförmige Absenkungen an beiden Seiten einer stehen bleibenden Mittelzone

statt, so entsteht ein Horst (Fig. 125). Kesselbrüche endlich nennt man beckenartige Versenkungen von Bruchfeldern, welche von konzentrisch verlaufenden Spalten und dadurch bedingten Staffelbrüchen umrahmt und meist zugleich von Radialsprüngen durchsetzt werden. Alle diese Dislokationen können in Form von Steilabstürzen, graben-, wannen- oder buchtförmigen Einsenkungen ihren topographischen Ausdruck finden.

Besitzen die in die Tiefe setzenden Spalten eine nur schwache Neigung, so können durch Seitendruck Überschiebungen stattfinden, infolge deren ältere Gebirgsglieder die jüngeren, über deren Schichtenköpfe sie hinweg geschoben wurden, überlagern. So ist z. B. auf der großen Lausitzer Dislokation zwischen Oberau bei Meißen und dem Jeschkengebirge der Syenit und Granit an Stellen, wo die Verwerfungskluft flach nach N einfällt, von dorther über den Quader und Pläner geschoben worden, wobei diese nebst dem sie lokal unterlagernden Jura mit in die Höhe geschleppt und überkippt worden sind (Fig. 126). In ähnlicher Weise sind auf einer flach

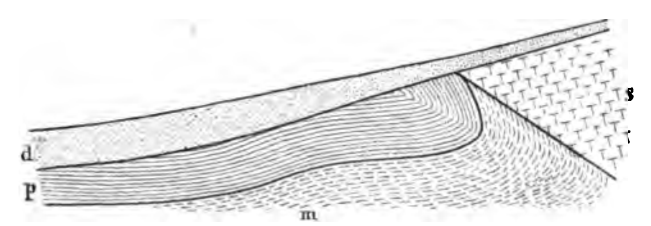


Fig. 126. Überschiebung des Syenites über turone Kreide bei Weinböhla unweit Dresden.
S Syenit, *m* Mergel mit Inoceramus labiatus, *p* Strehlener Pläner, *d* Diluvialsand. Nach *Th. Siegert.*

nach S fallenden Spalte, welche sich von Aachen über Lüttich bis in die Gegend von Boulogne verfolgen läßt, die Schichten des Silur, Devon und Subcarbon von SW nach NO über die produktive Steinkohlenformation eine Strecke weit hinauf geschoben (Fig. 127), so daß letztere von ersteren



Fig. 127. Überschiebung von Kohlenkalk (*K*) auf der Verwerfungsspalte (*V*) über die produktive Steinkohlenformation (*S*) bei Forques unweit Boulogne sur Mer. Nach *C. Barrois.*

diskordant bedeckt wird und man mit mehreren Schächten unter dem Devon und Kohlenkalke Kohlenflötze des Obercarbons antraf. Ebenso beruht auch die Tektonik des nordwestlichen Schottland wesentlich mit auf Dislokationen, durch welche der archäische Gneiß auf den Torridonsandstein

und das Cambrium hinaufgeschoben wurde, also jetzt auf den Schichtenköpfen dieser jüngeren Formationen thront (Lapworth, Peach, Horne, Cadell). Ähnliches gilt von den Doggerschollen auf dem Malm der schwäbischen Alb in der Umgebung des vulkanischen Rieskessels (Fig. 128), die sich als Überschiebungen offenbaren, bei deren Vollzug die

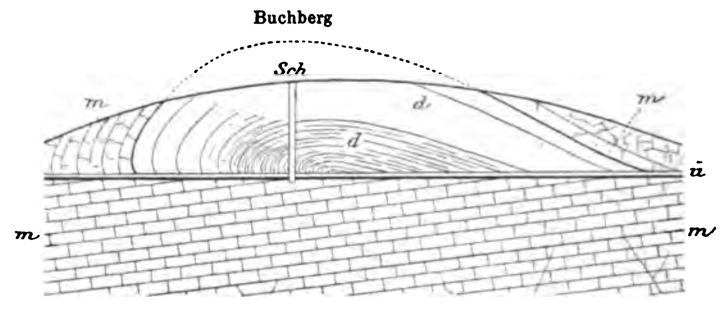


Fig. 128. Der Dogger des Buchberges bei Bopfingen überschoben über den Malm. *d* Dogger, *m* Malm, *ü* Überschiebungsfläche mit Reibungsschutt, *Sch* Versuchsschacht. Nach *Branco* und *Fraas*.

Oberfläche des Malm (*ü*) vollkommen eben geschliffen, mit Schrammen überzogen und mit einer grundmoränenartigen Packung von z. T. geschliffenen und gekritzten Geröllen bedeckt wurde*).

Auch im Alpengebirge spielen Überschiebungen eine früher ungeahnt große Rolle. So sind nach Rothpletz durch die den ursprünglichen Faltenwurf des Rhätikon durchschneidende rhätische Überschiebung (Fig. 129)

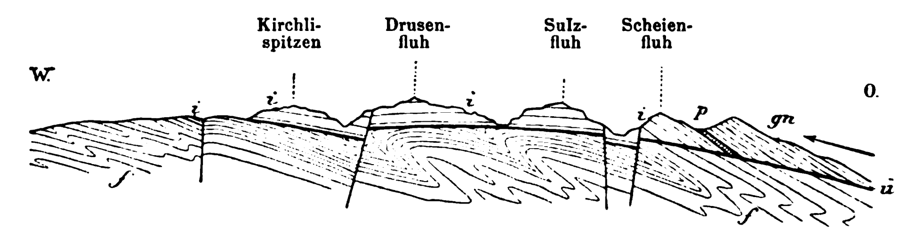


Fig. 129. Die rhätische Überschiebung. Nach *A. Rothpletz*. *gn* Gneiß, *p* Perm, *i* Tithon (in überkippter Lagerung), *f* tertiärer Flysch, *ü* Überschiebungsfläche.

auf einer verhältnismäßig ebenen, in der Hauptsache schwach nach O geneigten Bahn Gneiß, krystalline Schiefer, Perm, Trias, Lias und Tithon über einen Torso von Kreide, Nummulitenkalk und Flysch wenigstens 30 km weit von O nach W überschoben worden**). Auch die nördliche

*) W. Branco und E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Berlin 1901. — Dieselben, Sitzber. d. k. preuß. Ak. d. Wiss. Berlin 1901. April. — W. v. Knebel, Z. d. D. geol. Ges. 1902. S. 56.

**) A. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen. I. München 1900. Siehe auch das Referat Z. d. D. geol. Ges. 1899. S. 86 u. f.

Hälfte der Glarner Doppelfalte (Fig. 111) wird von Rothpletz als eine auf sehr flach geneigter Verwerfungsspalte stattgehabte Überschiebung älterer Komplexe über das zusammengefaltete Eocän in Anspruch genommen*). Ebenso führt derselbe die Tektonik des Glärnisch-Massives, das sich nach Baltzer aus 4 liegenden Falten aufbauen sollte, auf 4 flache Überschiebungen zurück**).

Aus der mehrfachen Wiederholung benachbarter, paralleler und gleichsinniger Überschiebungen, seien sie auf einer Verwerfungsspalte oder durch Zerreißung liegender Falten entstanden, resultiert die als Schuppenstruktur (Fig. 130) bezeichnete Tektonik gewisser Gebirge, so der Kalkzone der Ostalpen und des Jura (nach Mühlberg, Fig. 131).

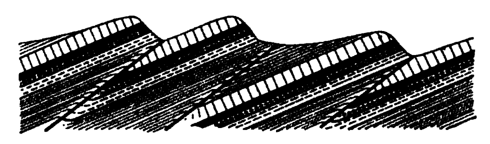


Fig. 130. Schuppenstruktur.

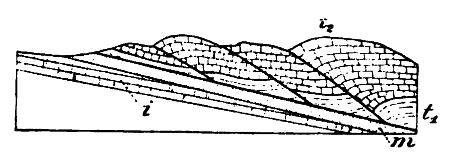


Fig. 131. Komplizierte Schuppenstruktur am Nordende des Hauenstein-Tunnels. Schuppen von Muschelkalk (t_1 Anhydritstufe, t_2 Hauptmuschelkalk) sind 1 km weit über Jura (i) und tertiäre Molasse (m) geschoben. Nach *Mühlberg*.

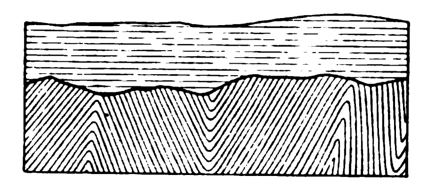
Da Berstungen, Verwerfungen, Überschiebungen und Faltungen der Schichten und Kettengebirge den gleichen Ursachen ihre Entstehung verdanken, so ist es erklärlich, daß erstere, also Spalten und Dislokationen, oft eine gewisse Parallelität zu letzteren, also zu den Falten und Gebirgsketten, sowie zu dem Streichen der Schichten innehalten (Längsverwerfungen). Doch sind auch Verwerfungen, welche die Schichtensysteme rechtwinklig durchsetzen, häufig (Querverwerfungen). Sie kennzeichnen sich als Lateral- oder Horizontalverschiebungen, wobei ein Stück jener Falten in ungefähr horizontaler Richtung neben dem anderen vorbei geschoben wurde. Andere mit ähnlichen Verwerfungen verbundene Spalten haben eine radiäre Anordnung (z. B. nach v. Groddeck, Lossen, Kayser im Harze).

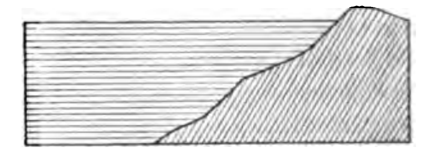
§ 7. **Lagerungsverhältnisse zweier Schichtenreihen zueinander.** Eine ältere Schichtenreihe kann von einer jüngeren gleichförmig (konkordant) oder ungleichförmig (diskordant) überlagert werden. Bei gleichförmiger Überlagerung herrscht ein gegenseitiger Parallelismus ihrer einzelnen Glieder, die jüngere Schichtenreihe besitzt dieselbe Lagerung, also dasselbe Streichen und Fallen wie die ältere, ist von denselben Störungen betroffen wie diese, so daß die Grenze zwischen beiden nur in dem Wechsel ihrer petrographischen Beschaffenheit oder ihrer Versteinerungsführung (ihres paläontologischen Charakters) hervortritt. Zwei konkordante

*) A. Rothpletz, Z. d. D. geol. Ges. 1883. S. 134. — Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 231. — Tektonische Probleme. Stuttgart 1894.

**) Ders., Z. d. D. geol. Ges. 1897. S. 1.

Schichtenreihen stehen demnach in demselben Verhältnisse zueinander, wie zwei unmittelbar aufeinander folgende, normal aufeinander liegende Schichten, und weisen auf eine ruhige und ungestörte, oft stetige, durch keine größeren Pausen unterbrochene Ablagerung ihres Materiales hin. Bei diskordanter Überlagerung findet dieser Parallelismus nicht statt, vielmehr bedecken die jüngeren Schichten in beliebiger Lage mit anderer Fall- und Streichungsrichtung die älteren (Fig. 132) oder lehnen sich unter abweichenden Lagerungsverhältnissen an das Ausgehende einer älteren Schichtenreihe

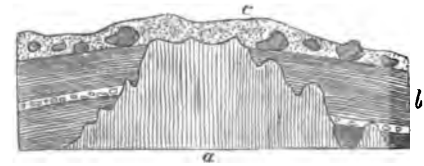




Diskordante Überlagerung:
Fig. 132. Deckenförmige Auflagerung. Fig. 133. Einseitige Anlagerung.

an (Fig. 133). Ungleichförmige Überlagerung beweist, daß zwischen die Ausbildung der älteren und die der jüngeren Schichtenreihe eine Pause fällt, während deren die erstere von Schichtenstörungen sowie von Erosion oder Denudation betroffen wurde. Hat eine Abrasion gefalteter oder steil aufgerichteter älterer Schichtenkomplexe durch das vordringende Meer stattgefunden und breiten sich jüngere Schichten auf den ebenflächig abgeschnittenen Schichtenköpfen der ersteren aus, so bezeichnet man dieses Lagerungsverhältnis als ein übergreifendes oder als Transgression (S. 63 u. 139).

Als besondere Fälle der diskordanten Überlagerung sind hervorzuheben: 1. die mantelförmige Umlagerung; die ältere Schichtenreihe tritt als völlig abgeschlossene, selbständige Partie hervor, um welche sich die jüngeren Schichten, allseitig von diesem zentralen Kerne abfallend, mantelförmig angelagert haben (Fig. 134); 2. die beckenförmige Einlagerung





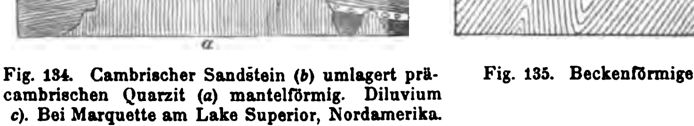


Fig. 134. Cambrischer Sandstein (*b*) umlagert präcambrischen Quarzit (*a*) mantelförmig. Diluvium *c*). Bei Marquette am Lake Superior, Nordamerika. (*H. Crd.*)

Fig. 135. Beckenförmige Einlagerung.

(s. Fig. 135), eine jüngere Schichtenreihe füllt eine Vertiefung in einer älteren aus; 3. die deckenförmige Auflagerung (Fig. 132 u. 136), eine

horizontale Schichtenreihe lagert auf den Schichtenköpfen einer älteren auf und bedeckt sie in großer räumlicher Ausdehnung. Ist dieselbe durch

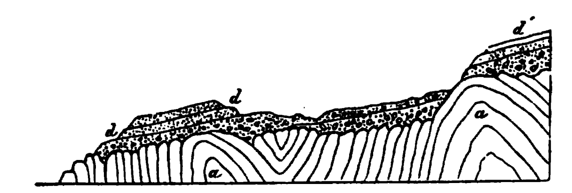


Fig. 136. Devonischer Sandstein *d* überlagert silurische Schiefer *a* diskordant. Siccar Point in Berwickshire. Nach *Lyell*.

spätere Erosion zerstückelt oder bis auf kleinere Reste zerstört worden, so spricht man von schollenförmiger Auflagerung.

§ 8. **Relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen und der Gebirge.** Der Zeitpunkt, in welchem die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse einer Schichtenreihe eine Störung erlitten haben, läßt sich nur relativ, d. h. mit Bezug auf andere Vorgänge des Entwickelungsprozesses der Erde bestimmen; es läßt sich mit anderen Worten nur feststellen, ob das störende Ereignis früher oder später als ein anderes stattgefunden hat. Die relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen beruht auf folgenden Grundsätzen, die aus dem Gesagten hervorgehen:

1. Schichten in schwebender Lagerung haben eine Störung nicht erlitten, sondern befinden sich in ihrer ursprünglichen Lage.

2. Schichten, welche unter anderen, als schwebenden Lagerungsverhältnissen angetroffen werden, also aufgerichtet, gefaltet, geknickt, verworfen sind, haben eine Störung ihrer ursprünglichen Lage erfahren.

3. Dort, wo gestörte Schichten von schwebenden Schichten überlagert werden, hat der Akt der Schichtenstörung nach Bildung und Festwerdung der älteren und vor Ablagerung der jüngeren Schichtenreihe stattgefunden.

So fällt die Aufrichtung der in Fig. 136 wiedergegebenen silurischen Schiefer in die Zeit vor der Ablagerung der devonischen Sandsteine, mit anderen Worten in das Ende der Silurperiode, denn die Schichten des Devons lagern söhlig auf jenen auf, sind also erst, nachdem die Aufrichtung der silurischen Schiefer vollendet war, zur Ausbildung gelangt. Ganz ähnlich lassen sich die in Fig. 134 im Profil dargestellten Lagerungsverhältnisse deuten: sie beweisen, daß die dortigen Quarzitschiefer vor Beginn der cambrischen Periode aufgerichtet worden sind. Das relative Alter einer Schichtenstörung läßt sich naturgemäß um so genauer feststellen, je geringer der Altersunterschied zwischen der aufgerichteten und der schwebenden Schichtenreihe ist, am genauesten also, wenn beide unmittelbar aufeinander folgenden Formationen angehören, wie dies in den beiden oben angeführten Beispielen der Fall war. Wäre hingegen der silurische Schiefer

von Siccar Point (Fig. 136) statt von devonischen, z. B. von triadischen, also bei weitem jüngeren Sandsteinen bedeckt, so würde die Aufrichtung des ersteren im Verlaufe und an irgend einem Zeitpunkte der devonischen, carbonischen oder permischen Periode stattgefunden haben können, welcher nicht näher zu bestimmen ist, es würde also ein so enormer zeitlicher Spielraum gelassen, daß von einer näheren Altersbestimmung nicht mehr die Rede sein könnte.

Ganz ähnlich wie das relative Alter der Aufrichtung einer Schichtenreihe läßt sich, wenn auch weniger häufig, dasjenige des Empordringens gewisser Eruptivgesteine bestimmen, wie es z. B. unter den durch Fig. 137 wiedergegebenen Verhältnissen der Fall ist. Hier ist auf einer Spalte, auf welcher das Steinkohlengebirge von Durham um 8 m überschoben worden ist, Melaphyr emporgedrungen und hat nach seiner Erstarrung einen Gang gebildet. Auf dem durch die Einwirkung der Gewässer geebneten Ausgehenden der verworfenen carbonischen Schichten *c* und des verwerfenden Melaphyrganges sind die Gebilde des Rotliegenden *b* und des Zechsteines *a* abgelagert worden und in vollkommen horizontaler Lage erhalten geblieben. Daraus geht hervor, daß die Berstung und Verwerfung der carbonischen Schichtenreihe, sowie auch die Eruption jenes Melaphyres, vor die Ablagerung des Perm, also in das Ende des carbonischen Zeitalters fällt. Das geologische Alter jener Eruption ist somit konstatiert.

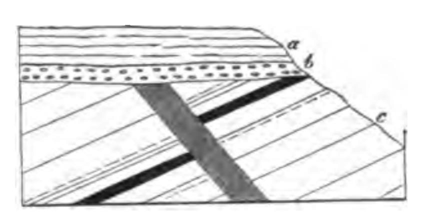


Fig. 137. *a* Zechstein, *b* Rotliegendes, *c* Steinkohlenformation, letztere durchsetzt von einem Melaphyrgang. Quarrington Hill bei Durham.

Wie schon öfters bemerkt (vgl. S. 66), verdankt die Mehrzahl der Gebirge dem Zusammenschub anfänglich horizontal gelagerter Schichten ihren Ursprung, sind demnach der topographische Ausdruck großartiger Schichtenstörungen. Da wir unter bestimmten Verhältnissen in den Stand gesetzt sind, das relative Alter dieser letzteren festzustellen, so ist dadurch zugleich die Möglichkeit der relativen Altersbestimmung der Gebirge gegeben. Wenn wir also am Gehänge oder am Fuße einer Gebirgskette eine ihr zugehörige Schichtenreihe stark aufgerichtet, eine andere söhlig darüber liegen sehen, so kann mit Recht der Schluß gezogen werden, daß die Faltung der Schichten zu jener Kette bereits abgeschlossen war, ehe die jüngeren, jetzt noch horizontal liegenden abgelagert wurden, daß also die Schichtenstörung und, was gleichbedeutend ist, die Gebirgsbildung, in den zwischen der Ablagerung beider Schichtenreihen liegenden Zeitraum fällt. Da jedoch die Gebirge nicht aus einem einzigen Faltungsakte hervorgegangen, also nicht wie mit einem Rucke emporgestiegen sind, da viel-

mehr ihre Bildung in einer ganzen Reihe sich successive wiederholender oder lang andauernder Stauchungen zu suchen ist, von denen jede einzelne die sich inzwischen abgelagert habende Schicht ergriff, so finden auch innerhalb der am Gebirgsbau teilnehmenden Schichtenreihen Diskordanzen statt, mit deren Hilfe es möglich ist, den Zeitpunkt des Beginnes der Faltungen, aus welchen ein Gebirge hervorging, zu fixieren. In dem schematischen Beispiele Fig. 138 hat die erste Gebirgsfaltung das Devon (*d*) betroffen; eine zweite Stauchung hat die unterdessen diskordant auf den gefalteten und denudierten Devonschichten abgelagerte Trias (*t*) mit ergriffen, sich aber vor Beginn der Kreideperiode vollzogen, denn die Schichten der letzteren (*k*) besitzen noch ungestörte Lagerung. So begannen die Faltungen des heutigen Alpengebirges bereits am Ende des Carbons und wiederholten sich in der Kreideperiode und im Anfange der Tertiärperiode (im Eocän), während die eigentliche Hauptfaltung erst in die jüngere Tertiärzeit fällt. Letzteres gilt auch vom Juragebirge. Die Zusammenstauchung der paläozoischen Schichten zum Harze begann ebenfalls in der carbonischen Periode und dauerte bis in die Tertiärzeit, denn einerseits sind die obercarbonischen und permischen Schichten im eigentlichen Harzgebirge nicht mehr zur Ablagerung gelangt (das Areal des späteren Harzes war also zur Zechsteinzeit bereits über den Meeresspiegel gehoben), anderseits ist die obere Kreideformation noch von den mit der Hebung verknüpften Schichtenstörungen betroffen und zwar vollständig überkippt, ja das Jungtertiär des Vorlandes von den großen Verwerfungen der Oberharzer Ganggebiete noch in Mitleidenschaft gezogen worden. Infolgedessen wird der ältere Gebirgskern des Harzes umrandet von zahlreichen Bruchzonen, welche erst aus jüngsten Zeiten herrühren*). Die fundamentale Faltung des Erzgebirges stammt aus der Mitte der Carbonzeit, denn das Untercarbon (der Culm) ist von ihr ergriffen und zu engen Mulden zusammengepreßt oder steil aufgerichtet worden, während das Obercarbon (die produktive Steinkohlenformation) diskordant und schwebend auf den Flügeln der ersteren ruht. Andere Gebirge, z. B. die Huron Mountains in Nordamerika, hatten ihre Erhebung bereits vor Beginn des cambrischen Zeitalters erlitten, denn die Ablagerungen dieser Periode liegen horizontal auf den Schichtenköpfen der krystallinischen Schiefer.

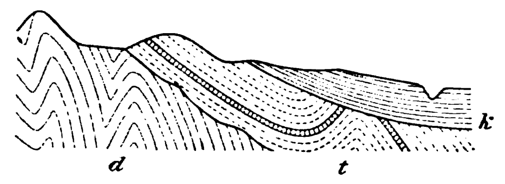


Fig. 138. Wiederholte Diskordanz.

---

*) A. v. Koenen, Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1883. S. 187; 1884. S. 44; 1885. S. 53; 1886. S. 1; 1887. S. 457; 1893. S. 68.

B. Die massigen Gebirgsglieder.

Die massigen Gebirgsglieder sind eruptiven Ursprunges, sind mit anderen Worten auf Wegen des geringsten Widerstandes, also auf Spalten und deren lokalen Erweiterungen in glutflüssigem Zustande aus dem Erdinnern durch die Erdkruste bis auf deren Oberfläche oder bis in deren Nähe emporgedrungen und haben dadurch wenigstens in ihren Eruptionsstielen durchgreifende Lagerung erhalten.

§ 9. **Lagerungsformen der massigen Gebirgsglieder.** Sämtliche Ausbildungsformen der Eruptivgesteine haben ihre Wurzeln in der Erdkruste, welche sie als Gänge und Stöcke durchsetzen. Gelangte das

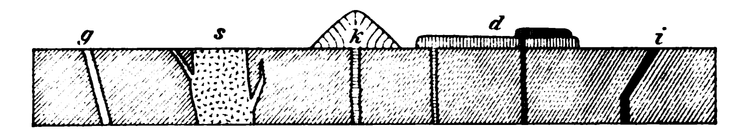


Fig. 139. *g* Gang, *s* Stock, *k* Kuppe, *d* Decken, *i* Intrusivlager.

Eruptivmaterial bis zur Erdoberfläche, so staute es sich entweder zu Kuppen auf oder breitete sich zu Decken und Strömen aus, welche bei wiederholten Eruptionen förmliche Deckensysteme oder, falls von späteren Meeresniederschlägen bedeckt, Lager bilden können. Andere Eruptivmassen, welche die Erdoberfläche nicht erreichten, sondern in der Tiefe, innerhalb unterirdischer Hohlräume, erstarrten (plutonische Gesteine), erscheinen jetzt als Kerne, Lakkolithen oder Massivs (vgl. S. 42 u. 285).

1. Gesteinsgänge sind von Eruptivmaterial ausgefüllte Spalten, demnach mehr oder weniger plattenförmige Gesteinsmassen, welche geschichtete sowohl, wie massige Felsarten unter den verschiedensten Winkeln durchsetzen, und sind demnach der Typus durchgreifender Lagerungsformen. Die Kontaktflächen zwischen Gangkörper und Nebengestein nennt man Salbänder. Die Gangmasse umfaßt häufig losgerissene, zum Teil aus tieferen Niveaus emporgehobene Fragmente des Nebengesteines (siehe Fig. 140), und dringt auf der anderen Seite zwischen die Schichtungsflächen und Risse des letzteren und bildet dann seitliche Injektionen (Apophysen, Verzweigungen). Häufig ist die Erscheinung, daß die Struktur des Ganggesteines in der Mitte seiner Mächtigkeit grob- oder

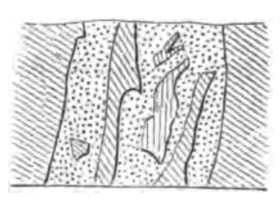


Fig. 140. Profil in dem Stollen der Eisensteingrube Fröhliche Zusammenkunft bei Breitenbrunn im Erzgebirge. Glimmerschiefer wird durch einen 2,3 m mächtigen Granitgang durchsetzt, welcher flach schollenförmige Fragmente des Nebengesteines umfaßt.

mittelkörnig ist, in der Richtung nach dem Nebengestein feinkörnig wird und endlich in der Nähe der Salbänder, also auf den Abkühlungsflächen, sich ganz dicht, ja glasig zeigt. Die Gänge können bis zu mehreren hundert Metern Mächtigkeit und mehrere Meilen Längenerstreckung erreichen, erstere wechselt jedoch an verschiedenen Stellen ein und desselben Ganges, je nachdem sich Anschwellungen oder Verschmälerungen desselben einstellen.

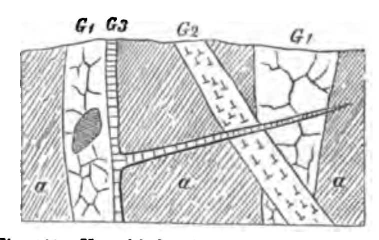


Fig. 141. Verschiedenalterige Granitgänge im Gneiß des Ilztales im ostbayerischen Waldgebirge. Nach *Gümbel*.
a Gneiß, G_1 älteste Granitgänge, G_2 jüngerer Granitgang, G_3 jüngster Granitgang mit seitlicher Apophyse.

Manche Distrikte sind reich an Gesteinsgängen; diese können dann entweder parallel laufen oder radial von einem Punkte ausstrahlen, wie bei Vulkanen, oder sich gegenseitig durchsetzen, wobei sie sich nicht selten verwerfen. In letzterem Falle ist der durchsetzende oder verwerfende Gang natürlich der jüngere (siehe Fig. 141).

2. Stöcke sind eruptive Gesteinsmassen von irregulärem Querschnitte und von oft bedeutenden Dimensionen, welche das Nebengestein mit durchgreifender Lagerung durchsetzen (Fig. 142) und zuweilen in Form von Buckeln (Necks) zu Tage treten. Ihre Form ist äußerst verschieden; bald nähern sie sich der Gangform, sind also gewissermaßen als mächtige aufgeblähte und kurze Gänge zu betrachten, bald ist ihre Anschwellung so bedeutend, daß ihr Horizontaldurchschnitt elliptische, ja unregelmäßig kreisförmige Gestalt erhält. Auch von den Stöcken laufen sehr häufig Apophysen bis zu beträchtlicher Entfernung radiär aus und nehmen dabei oft eine feinkörnigere oder eine porphyrische Struktur an.

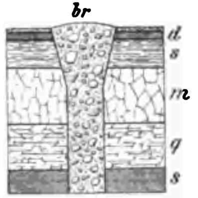


Fig. 142. Profil d. Kimberley-Stockes, Südafrika.
q Quarzite, *s* Schiefer, *m* Melaphyr, *d* Diabas der Karroo-Formation, *br* diamantführender Breccientuff von Kimberlit (Blue ground).

Hierher gehören auch die von Eruptivbreccien und -tuffen ausgefüllten Explosions- oder Durchschußröhren, welche zum Teil als Maare münden, so diejenigen Schwabens (S. 23), ferner die senkrecht in die Tiefe setzenden Säulen von diamantführenden Breccien Südafrikas (z. B. von Kimberley und de Beer), die von einem serpentinisierten Olivingestein (Kimberlit) gebildet werden.

3. Lakkolithe hat Gilbert Eruptivmassen von brotlaib-, linsen- oder glockenförmiger Gestalt genannt, welche von älteren Schichtgesteinen um- und überlagert werden und auf die Weise entstanden sind, daß die von Kanälen oder Spalten aus seitlich zwischen eine Schichtenreihe gepreßten und sich hier kuppig anstauenden Eruptivmassen die hangenden, nicht mehr

durchbrochenen Komplexe kuppelförmig emporgetrieben haben (Fig. 143 u. 144). Das sich anstauende Eruptivmagma hat die seine Hülle bildenden

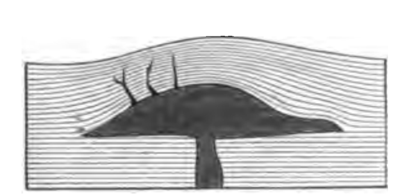




Fig. 143. Ein Lakkolith.

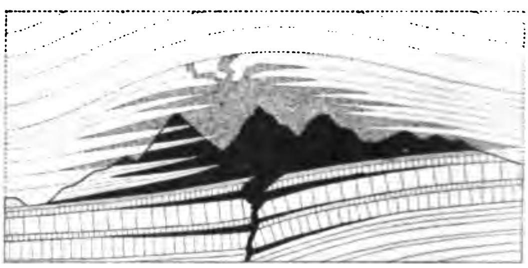


Fig. 144. Lakkolith der La Plata Mountains in Colorado mit seitlichen Injektionen (Intrusivlagern), durch Denudation bloßgelegt. Nach *Holmes*.

Schichten metamorphosiert und Intrusivlager, sowie gangförmige Apophysen in sie ausgesendet. Erst durch Denudation treten diese unterirdischen Eruptivkerne später zu Tage. Bei ihrer Bildung hat demnach das Magma durch Emporwölbung seines Deckgebirges einen Hebungsakt vollzogen, während andere derartige schild- oder kuppenförmige plutonische Massen, die als Batholithen bezeichnet wurden, nach der Ansicht von Sueß, Michel Levy u. a. den jetzt von ihnen eingenommenen Raum durch Einschmelzung anstehender Gesteine von seiten des von unten her einwirkenden Magmas erzielt haben sollten, — eine Anschauung, die aber als widerlegt gilt.

Zur Gruppe der Lakkolithen dürften auch diejenigen unserer Granit-, Syenit- und Gabbro-Massivs gehören, deren Böschung mit geringer, z. T. sehr flacher Neigung unter das Nebengestein einschießt, aber dessen Schichten ganz unabhängig von deren Tektonik schräg durchsetzt (Stocklakkolithe). Freilich sind ihre Unterlage und ihre Eruptionsstiele nirgends bloßgelegt, während es feststeht, daß dieselben ursprünglich unter einer Decke von kontaktmetamorphisch veränderten Sedimentgesteinen steckten, welche jetzt zum größten Teile der Denudation verfallen ist. Innerhalb derartiger Granit- und Syenitmassivs und zwar namentlich nahe deren peripherischer Grenze beobachtet man nicht selten beträchtliche Differenzierungen in der Struktur der Gesteinsmasse und dem Mischungsverhältnisse ihrer Bestandteile, indem sich einerseits bald feinkörnige, bald grobkörnige oder porphyrische, anderseits bald kieselsäurearme, bald saure Partien (S. 287) einstellen, welche zwar gewöhnlich lager- oder zonenförmige Gestalt besitzen, jedoch nicht scharf begrenzt, sondern durch Übergänge mit dem Hauptgestein verschmolzen sind. Man bezeichnet dieselben nach Reyer als Schlieren. Diese haben zuweilen eine konzentrische Anordnung und Lage innerhalb des Massivs, die mit dem Emporquellen des Magmas in engem Zusammenhange steht. — An der Grenze mancher

Granitstöcke gegen das Nebengestein oder gegen größere Gesteinsfragmente nimmt der Granit zuweilen eine außerordentlich grobkörnige (riesengranitische) Struktur an (Stockscheider von Geyer und Ehrenfriedersdorf im Erzgebirge).

4. Kuppen (Quellkuppen, Domvulkane) werden die oberflächlichen kegel- oder glockenförmigen Aufstauungen vulkanischen Gesteinsmateriales genannt, als deren jetzt verstopfte Eruptionskanäle sich Gänge, gangförmige Stöcke und zylindrische Stiele erweisen. Ihr Zusammenhang mit diesen, namentlich aber ihre Struktur (siehe S. 41 und 43) unterscheidet sie von kuppenförmigen Resten teilweise durch Erosion vernichteter, ursprünglich weit ausgedehnter Decken und Ströme. Quarzporphyr, Trachyt, Phonolith und Basalt bilden am häufigsten solche Quellkuppen.

5. Ströme nennt man vulkanische Gesteinsmassen, welche sich von ihrem Eruptionspunkte aus stromartig, d. h. mit sehr vorherrschenden Längendimensionen, abwärts ergossen haben. Auf steil geneigtem Untergrunde sind sie meist schmal und nur wenig mächtig (Fig. 145), während

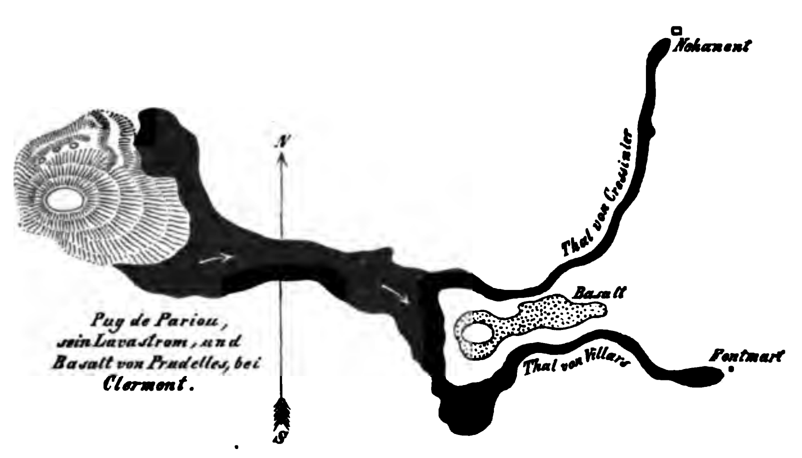


Fig. 145. Lavastrom.

sie auf sich sanft abflachendem Terrain eine große Ausbreitung und Mächtigkeit gewinnen können (siehe S. 37, Fig. 10). Hierher gehören die Lavaströme der Jetztzeit, sowie die Basalt-, Trachyt-, Phonolith- und Melaphyrströme der Tertiär- und Permperiode.

6. Decken sind Gesteinsergüsse, welche eine allseitige, beträchtliche Ausdehnung besitzen und andere Gesteine horizontal überlagern. Die Begrenzungsflächen dieser Decken, nämlich deren Ober- und Unterfläche, laufen im allgemeinen parallel, lassen jedoch häufig mehr oder weniger bedeutende Unebenheiten wahrnehmen, was namentlich an der Unterseite der Fall sein muß, weil sich in deren Form notwendig alle Unregelmäßig-

keiten der Auflagerungsfläche wiederholen. Sehr gewöhnlich hängen die Decken mit Gängen, also durch erstarrtes Gestein ausgefüllten Eruptions-

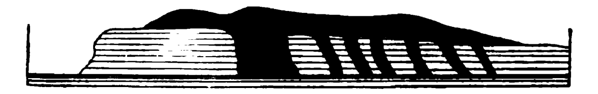


Fig. 146. Decke von Basalt, mit Basaltgängen zusammenhängend, bei Suinish Point auf Skye.

spalten zusammen. Nicht selten folgen solche Decken in großer Anzahl aufeinander und bilden dann förmliche Deckensysteme (siehe S. 42).

7. Lager von eruptiven Gesteinen (Fig. 147) sind ursprünglich deckenförmige Ausbreitungen auf dem einstmaligen Meeresgrunde oder der früheren Erdoberfläche, welche durch Niederschläge von seiten der Gewässer mit sedimentären Schichten bedeckt wurden, also jetzt gleichförmig in die sedimentäre Schichtenreihe eingeschaltet erscheinen, aber ihrem Ursprunge nach ebenfalls an irgend einem Punkte mit einem Eruptionskanale in Verbindung stehen oder gestanden haben müssen. Sie sind stets älter als die sie überlagernden sedimentären Schichten, welche deshalb oft aus dem von den Wellen zerkleinerten Materiale der einstmaligen Decke (dem jetzigen Lager) von Eruptivgestein bestehen. Sehr häufig sind sie mit zum Teil versteinerungsführenden Tuffeinlagerungen verknüpft und wechsellagern mit solchen (Fig. 147, c_2 und t). An den Störungen der Schichtensysteme haben sie natürlich in demselben Maße wie die sedimentären Schichten teilgenommen. Vorzugsweise sind es Diabas, Quarzporphyr, Porphyrit und Melaphyr, welche als Lager auftreten, und auf welche zurückzukommen sich in dem Abschnitte über Formationslehre genugsam Gelegenheit bieten wird.

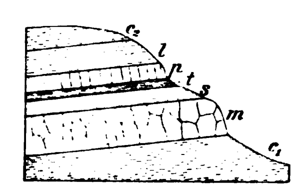


Fig. 147. Lager von altvulkanischen Ergußgesteinen im Rotliegenden des erzgebirgischen Beckens. c_1 Konglomerate und Letten, *m* Melaphyr, *s* Sandstein, *t* Porphyrtuff, *p* Quarzporphyr, *l* Letten, c_2 Konglomerate mit Geröllen von Quarzporphyr.

8. Lagergänge (Intrusivlager; Fig. 148 u. 149) sind plattenförmige Massen von Eruptivgestein, welche entweder von einer gang- oder stockförmigen oder auch lakkolithischen Eruptivmasse aus zwischen die Schichten des Nebengesteines eingepreßt wurden, oder dadurch entstanden sind, daß auf einer Spalte, welche nicht ganz bis zur Erdoberfläche reichte, glutflüssiges Material empordrang und von hier aus einer besonders deutlich ausgesprochenen Schichtungskluft bis zu Tage folgte und somit nur eine modifizierte Gangform repräsentiert. Ein Lagergang ist demnach stets jünger, als sein hangendes Nebengestein, von welchem er nicht selten

Fragmente einschließt, und in welches er auch Apophysen aussendet oder welches er metamorphosiert hat.

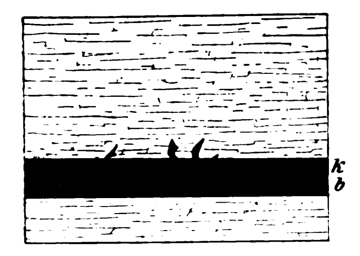


Fig. 148. Intrusivlager von Basalt in der Braunkohlenformation am Stellberge ssö. von Cassel. Nach *Uthemann*.
b Feldspatbasalt, 10 m mächtig, mit Apophysen in das Braunkohlenflötz *k*, dieses 3 m tief metamorphosiert (siehe S. 290).

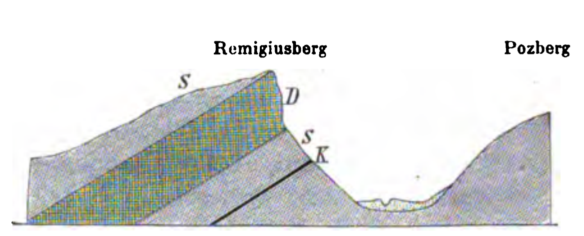


Fig. 149. Profil durch den Remigiusberg bei Cusel. Nach *Leppla*.
SK Ottweiler Schichten mit einem Steinkohlenflötz, *D* Lagergang von Diabasporphyrit, darüber *S* Cuseler Schichten, lokal kontaktmetamorphisch verändert.

In Strömen, Decken und Lagern offenbart sich oft eine deutliche Fluktuationsstruktur, indem namentlich die größeren porphyrischen Gemengteile eine der Stromrichtung parallele Lage angenommen haben oder indem sich schlierenartige Differenzierungen in der Gesteinsmasse einstellen.

9. Auswürflinge. Durch die bei Eruptionen stattfindenden Explosionen der mit der glutflüssigen Masse empordringenden Gase und Dämpfe wird diese zu vulkanischer Asche zerstäubt oder in Gestalt von Lapillen, Bomben und zum Teil metergroßen Auswürflingen aus dem Eruptionskanale in die Höhe geschleudert (siehe S. 34). Auf die Erdoberfläche zurückfallend, häufen sie sich entweder um den letzteren zu einem Schichtvulkan an oder geraten in die nahen Gewässer, von welchen sie zu horizontalen Lagen ausgebreitet, oft mit echten Sedimenten untermischt, im Laufe der Zeit teilweise zersetzt und dadurch zu Tuffen werden (siehe S. 277). Diese sind nicht ausschließlich das Produkt der jüngsten vulkanischen Tätigkeit, sie spielen vielmehr bereits seit den paläozoischen Perioden eine wichtige Rolle in vielen Formationen, in welchen sie als normal zwischengelagerte Glieder auftreten, z. B. Diabastuffe im Silur, Devon und Culm, — Porphyrtuffe im Rotliegenden.

§ 10. **Die Absonderungsformen der massigen Gesteine** sind die Resultate der bei eintretender Abkühlung und Festwerdung der glutflüssigen Gesteinsmasse erfolgenden Kontraktion. Aus letzterer gingen innere Zerklüftungen des Gesteines und aus diesen mehr oder weniger regelmäßig gestaltete Gesteinskörper hervor. Diese Absonderungsformen sind entweder unregelmäßig polyedrisch oder säulenförmig oder plattenförmig (s. S. 43).

Bei unregelmäßig polyedrischer Absonderung durchschneiden die Zerklüftungsflächen das Gestein nach verschiedenen, ganz unbestimmten Richtungen, wodurch regellos gestaltete, von ebenen Flächen umschlossene, scharfkantige Gesteinsstücke entstehen. Diese Strukturform gehört zu den häufigsten Erscheinungen und ist bei fast allen Graniten, Porphyren und Diabasen anzutreffen.

Gliedert sich das Gestein in lauter mehr oder weniger langgestreckte prismatische Körper, welche dicht, wie Bienenwaben, nebeneinander stehen, so nennt man es säulenförmig abgesondert. Die Gesteinssäulen sind gewöhnlich fünf- oder sechsseitig, ihre Seitenflächen sind meist ganz eben und glatt. Die Winkel, unter denen sie zusammenstoßen, sind vollständig unbestimmt. Der Durchmesser der Säulen beträgt wenige Zentimeter bis 5, 6 oder 7 m, ihre Länge bis über 100 m. Gewöhnlich sind sie gerade, seltener bogenförmig gekrümmt. Am häufigsten und schönsten ausgebildet zeigt sich die säulenförmige Absonderung am Basalte, nächstdem bei Quarzporphyren, selten bei Diorit und Melaphyr. Zuweilen stellt sich eine Quergliederung der Säulen des Basaltes ein, der zufolge sie in lauter einzelne aufeinander stehende Stücke geteilt werden. Die Trennungsflächen dieser Glieder sind entweder ebenflächig und setzen in größeren oder kleineren Zwischenräumen rechtwinkelig durch die Säulen hindurch (Fig. 150 *A*), oder sie haben einerseits eine konkave, anderseits eine konvexe Endfläche und sind so aufeinander gesetzt, daß die gewölbten Enden des einen Gliedes in die Endvertiefungen des nächsten hineinpassen (Fig. 150 *B*). Seltener ist die in Fig. 150 *C* wiedergegebene Absonderungsform, der zufolge die Basaltsäulen

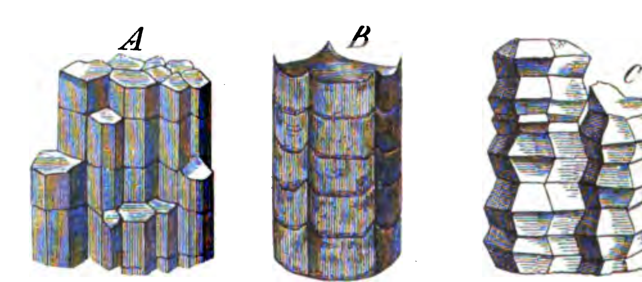


Fig. 150. Gegliederte Basaltsäulen.

aus lauter abgestumpften Doppelpyramiden aufgebaut zu sein scheinen (Casseler Ley bei Bonn), welche an anderen Lokalitäten (Käsegrotte in der Eifel) die Gestalt zusammengepreßter Ellipsoide annehmen.

Bei sämtlichen Lagerungsformen der Eruptivgesteine, und zwar vorzugsweise der Basalte, Trachyte, Porphyre und Melaphyre kann sich säulenförmige Absonderung einstellen, welche dann rechtwinkelig auf die Abkühlungsflächen der Gesteine gerichtet ist. Deshalb stehen die Säulen bei Decken,

Strömen und horizontalen Lagern vertikal, bei Kuppen büschelförmig, bei Gängen rechtwinkelig auf deren Salbändern.

Bei plattenförmiger Absonderung ist das Eruptivgestein in lauter tafel- oder bankartige Parallelmassen gegliedert. Man begegnet dieser Erscheinung ziemlich oft beim Granit, der sich dann in sehr mächtige, meist flach liegende Bänke trennt, sowie beim Porphyr, viel ausgezeichneter jedoch beim Basalt und namentlich beim Phonolith. Die Abhängigkeit ihres Verlaufes von der äußeren Gestalt gewisser Eruptivmassen tritt vorzugsweise bei phonolithischen Kuppen hervor, welche ein System von konzentrisch übereinander gestülpten Schalen repräsentieren, die allseitig von der Achse des Berges abfallen (siehe S. 43). Decken, Ströme, sowie Gänge zeigen zuweilen ebenfalls plattenförmige Absonderung; auch hier pflegen die Platten den Gesteinsgrenzen, also in ersterem Falle der Tagesoberfläche, bei Gängen den Salbändern parallel zu liegen.

Kugelige Absonderung ist zahlreichen und verschiedenartigen Eruptivgesteinen eigen, tritt jedoch in vielen Fällen erst bei Beginn der Verwitterung deutlicher hervor. Dann erscheint das Gestein aus lauter zum Teil metergroßen Kugeln zusammengesetzt, welche in konzentrisch-schalige Lagen abgesondert sind. Besonders bei Diabasen, Basalten und Trachyten, aber auch bei Porphyr und Granit ist diese Strukturform ausgeprägt.

C. Die plattenförmigen Mineralmassen (Mineralgänge).

Literatur.

B. v. Cotta, Die Lehre von den Erzlagerstätten. 2. Aufl. Freiberg 1859; und: die Erzlagerstätten Europas. Freiberg 1861.

A. v. Groddeck, Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879.

R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901.

§ 11. **Wesen und Entstehung der Mineralgänge.** Mineralgänge sind durch successive Absätze aus Mineralsolutionen völlig oder teilweise ausgefüllte Gebirgsspalten (gewissermaßen durch Mineralsekretion geheilte Gesteinsbrüche), während wir unter Gesteinsgängen aus der Erdtiefe mit glutflüssiger Masse injizierte, also aus einem Akte des Festwerdens hervorgegangene Gesteinsplatten verstanden. Wie alle Spalten sind auch diejenigen, welche zur Bildung von Mineralgängen Veranlassung gaben, durch Berstung und Zerreißung von Schichtenkomplexen oder von die letzteren durchsetzenden Eruptivgesteinen infolge ungleichmäßiger oder lokaler Senkungsvorgänge oder infolge seitlichen gebirgsbildenden Schubes (vgl. S. 66 u. 69), — in einzelnen Fällen aber auch durch Verringerung des ursprünglichen Volumens eines eruptiven Gebirgsgliedes infolge seiner Abkühlung entstanden. Sehr deutlich tritt die letzterwähnte Entstehungsweise in dem durch

Fig. 151 wiedergegebenen Beispiele hervor. In einem Tagebau der Haile Mine in Süd-Carolina durchsetzt ein 1,3 m mächtiger Diabasgang *b* eine Schichtenreihe von talkigen Quarzitschiefern *c*, welche von goldhaltigem Eisenkies imprägniert sind. Auf jeder Seite dieses Diabasganges, also auf seinen Kontaktflächen mit den Talkschiefern, ist ein 10—15 cm mächtiger Gang von dichtem Brauneisenerz (*a*) zur Ausbildung gelangt. Es ist augenscheinlich, daß die Spalten, in denen letztere von statten ging, durch Volumenverringerung infolge der Abkühlung des anfänglich glutflüssigen Eruptivgesteines entstanden und später durch die Zersetzungsprodukte des die Talkschiefer imprägnierenden Eisenkieses ausgefüllt wurden.

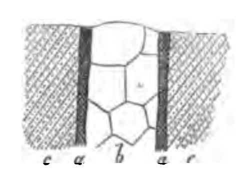


Fig. 151. Gänge von Brauneisenstein *a*, im Kontakte eines Diabasganges *b* und Eisenkies führender Talkschiefer *c*. Haile Mine in Süd-Carolina. (*H. Crd.*)

Nicht immer sind die Spaltenräume der Gänge durch einen einzigen Zerreißungsakt entstanden, sondern sind ursprünglich schmale Klüfte gewesen, die sich allmählich erweitert haben, ja bereits gangartig ausgefüllte Spalten haben wiederholte spätere Aufreißungen erlitten, — eine ganz natürliche Erscheinung, wenn man berücksichtigt, daß die tektonischen Vorgänge, durch welche solche Gangspalten entstanden, keine einmaligen instantanen, sondern langandauernde und wiederholte waren, wodurch immer von neuem gegenseitige Verschiebungen der Spaltenflächen bedingt wurden. Waren die Spalten bereits durch Gangmasse verkittet, so erfolgte jedesmal eine Auseinanderreißung des Ganges, eine allmähliche Ausfüllung der neuen Klüfte durch Gangmineralien und so eine fortgesetzte Erweiterung des Gesamtganges. Eine ausgezeichnete Illustration dieser Vorgänge liefert das in Fig. 152 wiedergegebene Gangprofil aus dem Zinnerzdistrikt von Cornwall. Der hier abgebildete Gang ist eine Kombination von sechs verschiedenalterigen Quarzgängen, die durch Wiederaufreißung der alten Spalte jedesmal auf der Kontaktfläche des vorhandenen Ganges und des Nebengesteines zur Ausbildung gelangten. Daher die zonenweise nach der Mitte zu gerichteten Quarzkrystalle und daher die ungleiche Mineralführung der sechs Bänder.

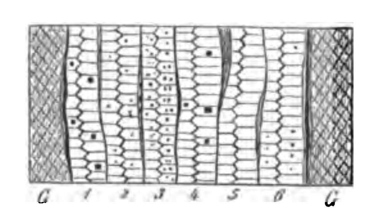


Fig. 152. Kombinierter Quarzgang bei Redruth in Cornwall. (Wheal-Cathedral-Grube.)
G Granit als Nebengestein, *1* Quarz mit wenig Flußspat, *2* Quarz mit wenig Kupferkies, *3* Quarz mit viel Kupferkies, *4* Quarz mit wenig Flußspat, *5* reiner Quarz, *6* Quarz mit wenig Kupferkies.

Da die Ausfüllung der Gangspalten nach und nach durch Ausscheidung aus zufließenden Minerallösungen erfolgte (vgl. S. 107), so sind die dem Nebengesteine benachbarten Partien der einfachen Mineralgänge zuerst, die

mittleren Zonen zuletzt, und auf diese Weise die Gangmineralien sehr häufig in lauter Lagen abgesetzt worden, welche den Salbändern des Ganges parallel verlaufen und sich auf jeder Seite in gleicher Ordnung wiederholen, und eben deshalb sind in der Regel die Krystallspitzen gegen die Gangmitte gerichtet. Fand nur eine teilweise Ausfüllung der Spalte statt, so ist gewöhnlich in der zentralen Gangzone ein Raum von verschiedener Länge und Breite offen geblieben, dessen Wandungen von Krystallen ausgekleidet sind. Es sind dies die Gangdrusen oder Drusenräume, welche zuweilen (so zu Andreasberg und Joachimsthal) 10 und mehr Meter Länge im Streichen und Fallen erreichen.

§ 12. **Material der Mineralgänge.** Die Ausfüllung einer Gangspalte ist entweder nur von einer einzigen Mineralart oder von einer Vergesellschaftung mehrerer, oft zahlreicher Mineralspezies bewirkt worden. Je nachdem nun unter den gangbildenden Mineralien ein metallführendes, also ein Erz, eine nutzbare Rolle spielt oder nicht, hat man von rein bergmännischem Standpunkte aus die Mineralgänge in taube und erzführende (Erzgänge) eingeteilt (vgl. S. 107).

Taube Mineralgänge werden meist von Quarz, Kalkspat, Schwerspat oder Flußspat zusammengesetzt, die entweder jeder für sich oder aber sämtlich oder teilweise vergesellschaftet vorkommen, außerdem häufig losgebrochene Fragmente des Nebengesteines umschließen. Anderorts aber sind diese Mineralien zugleich auch die meist vorwaltenden Begleiter der auf Gängen auftretenden Erze, welche ihrer Masse nach oft außerordentlich hinter den tauben Gangmineralien zurückstehen, ja als edle Metalle oft nur in kaum sichtbar feinen Körnchen in diese eingesprengt sind. Obwohl schon die Anzahl der bei der Gangbildung selbst zur Ausscheidung gelangten metallführenden Mineralien eine außerordentlich große ist, wird die Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung der Gangmasse noch vermehrt durch die Herausbildung zahlreicher sekundärer Metallsalze, die aus der Zersetzung der ursprünglichen Erze hervorgehen, sowie durch das Auftreten vieler in mineralogischer Beziehung interessanter Haloide und Zeolithe (wie Apophyllit, Harmotom, Desmin, Prehnit, Topas, Apatit, Gyps usw.).

Der Benennung und Klassifikation der Erzgänge legt man deren mineralische Zusammensetzung zu Grunde, wobei das in technischer Beziehung wichtigste, geologisch vielleicht weniger wesentliche Mineral den Ausschlag gibt. Zugleich benutzt man gewisse Gesetzmäßigkeiten in der Vergesellschaftung der Gangmineralien zur Unterscheidung und Charakteristik natürlicher Gruppen von Erzgängen, der Gangformationen. So setzen sich z. B. zusammen die Gänge der Zinnerzformation aus Quarz mit Zinnstein, Wolfram, Arsenkies, Molybdänglanz, Flußspat, Topas, — der Eisenerzformation aus Spateisenstein, Roteisenstein, Quarz und Kalkspat, — der edlen Silberformation aus Quarz oder Kalkspat mit edlen Silbererzen, —

der Golderzformation aus Quarz mit Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Speiskobalt und Gold.

§ 13. **Die Struktur der Mineralgänge.** Die Art und Weise, wie die die Gangspalten ausfüllenden Mineralien verwachsen und angeordnet sind, bezeichnet man als die Struktur der Mineralgänge. Als solche Strukturformen sind hervorzuheben:

1. die massige Gangstruktur; die Gangmineralien lassen keine Regelmäßigkeit der Anordnung erkennen, sie sind wirr zu körnigen oder dicht erscheinenden Aggregaten verwachsen. Sie zeigt sich sehr gewöhnlich z. B. bei Eisenkies-, Brauneisenstein- und Kalkspatgängen, ferner bei einfachen Gängen, die aus körnigen Aggregaten von z. B. Quarz, Kalkspat, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies bestehen.

2. Die eingesprengte Gangstruktur; in einer gleichmäßig dichten oder körnigen Gangmasse von ein oder mehreren tauben Mineralien sind feine Körner, Blätter oder Krystalle eines Erzes eingewachsen; so z. B. das Gold in den Quarzgängen Californiens.

3. Die symmetrisch-lagenförmige (bandartige) Gangstruktur, die einzelnen Gangmineralien oder Aggregate mehrerer derselben bilden verschiedenartige Lagen, die den Salbändern parallel laufen und sich von diesen aus nach der Mitte zu in gleicher Weise wiederholen, also eine symmetrische Anordnung besitzen. Diese Struktur ist auf den Erzgängen von Clausthal, Andreasberg und Freiberg sehr häufig, ist jedoch auch bei tauben Mineralgängen nicht selten. So zeigt nachstehendes, dem westhannoverschen Flachlande entnommenes Beispiel (Fig. 153) einen in creta-

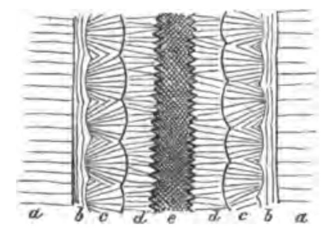


Fig. 153. Asphaltgang im Gault von Bentheim. Nach *Heinr. Credner.*
a Schieferton des Gault, *b* lettiger Asphalt, *c* radialstrahliger Eisenkies, *d* blätterig stengeliger Kalkspat mit rhomboëdrischen Endflächen, *e* reiner Asphalt.

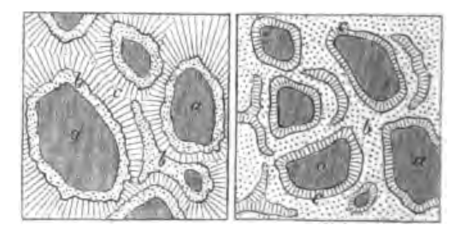


Fig. 154. Ringelerze aus den Clausthaler Gruben Dorothea und Ring und Silberschnur.
a Bruchstücke des Nebengesteines, *b* Bleiglanz, *c* Quarz. Nach *v. Groddeck.*

ceïschen Schiefertonen aufsetzenden Gang, an dessen beiderseitigen Salbändern sich zuerst eine Lage von lettigem Asphalt (*b*), darauf eine solche von radialstrahligem Eisenkies, auf dieser eine von stengeligem Kalkspat abgesetzt hat, deren einzelne Individuen alle nach innen zu angeschossen sind und deshalb rhomboëdrische Endflächen tragen. Schließlich ist die

zentrale Zone von pechschwarzem, stark glänzendem Asphalt ausgefüllt worden.

4. Die konzentrisch-lagenförmige Gangstruktur (kokardenartig); Bruchstücke des Nebengesteines sind von lauter konzentrischen Lagen verschiedenartiger Gangmineralien umgeben. Schließlich sind auch die übrigbleibenden Zwischenräume von einem Gangminerale ausgefüllt. Solche sog. Ringelerze sind z. B. durch verschiedene Gruben des Clausthaler Erzdistriktes aufgeschlossen worden (siehe Fig. 154).

5. Die breccienartige Gangstruktur; Bruchstücke des Nebengesteines werden von derber Gangmasse umschlossen; — ist letztere, was verhältnismäßig nur selten ist, in konzentrische Lagen gesondert, so entsteht die eben erwähnte konzentrisch-lagenförmige Struktur.

6. Die drusige Gangstruktur; unregelmäßige Hohlräume, deren Wände von hervorragenden Krystallenden gebildet werden, durchziehen die Gangmasse und zwar meist in den zentralen Zonen symmetrisch-lagenförmiger Gänge, als letzte Reste der durch beiderseitiges Ankrystallisieren von Mineralien ausgefüllten Gangspalten.

§ 14. **Tektonisches Verhältnis der Mineralgänge zu ihrem Nebengesteine.** Als Ausfüllungen von Spalten besitzen die Mineralgänge durchgreifende Lagerung. Das Gestein, in welchem ein Mineralgang aufsetzt, heißt sein Nebengestein. Von diesem ist die Gangmasse entweder bloß durch eine Ablösungskluft, das Salband, oder eine sehr schmale Tonlage, den Besteg, getrennt, kann aber auch mit demselben fest verbunden, angewachsen, sein. Die Salbänder sind zum Teil rauh und uneben, zum Teil bilden sie glatte, bisweilen selbst spiegelige Flächen, welche oftmals in der Richtung des Fallens des Ganges, mitunter auch schräg oder horizontal gestreift und gefurcht sind (Harnisch, Spiegel), eine Erscheinung, deren Ursprung in Senkungen und Rutschungen, bei horizontaler Streifung durch seitliche Bewegungen der durch die Spalten außer Zusammenhang gesetzten Gesteinsmassen zu suchen ist (siehe S. 328 u. 331).

Wie bei anderen Gebirgsgliedern unterscheidet man auch bei Mineralgängen Hangendes und Liegendes, Streichen, Fallen und Mächtigkeit, Begriffe, welche bereits S. 318—322 ihre Besprechung erfahren haben.

Die Andauer der Mineralgänge im Streichen ist eine sehr verschiedene, von kurzen Schnürchen, welche die Gesteine durchziehen, bis zu meilenweit sich erstreckenden Gängen sind alle Längendimensionen vertreten. Ebenso kann ihre Streichungsrichtung bald geradlinig, bald bogen- oder hakenförmig sein, und gleichem Wechsel ist der Fallwinkel unterworfen. Nach der Größe des letzteren unterscheidet man wohl schwebende Gänge mit einem Fallwinkel von 0 bis 15°, flache Gänge mit einem solchen von

15 bis 45°, tonnlägige Gänge mit einem solchen von 45 bis 75°, und endlich steile Gänge und seigere Gänge von 75 bis 90° Fallen.

Auch mit Bezug auf die Mächtigkeit herrscht bei den Mineralgängen die größte Verschiedenheit, so daß sie sich zwischen papierdünnen Klüftchen (Tellurklüfte von Offenbanya in Siebenbürgen) und stellenweise 50 bis 60 m mächtigen Gängen (Bleiglanzgänge von Clausthal im Oberharz) bewegen. An einem und demselben Mineralgange wechselt die Mächtigkeit sowohl im Streichen als auch im Fallen (er verdrückt sich und tut sich wieder auf), nimmt zum Teil nach der Tiefe zu, zum Teil aber auch ab, steht bald in geradem, bald in umgekehrtem Verhältnisse zur Erzführung, so daß sich diese mit dem Mächtigerwerden des Ganges bald vermehrt, bald vermindert, — lauter Erscheinungen, welche zwar in bestimmten Gangdistrikten einer gewissen Gesetzmäßigkeit unterworfen sind, aber keine Verallgemeinerung gestatten.

Häufig teilen sich die Mineralgänge in ihrer Streichungs- oder Fallrichtung in mehrere größere Äste, sie gabeln sich, oder in zahlreiche schmale Trümer, sie zerschlagen oder zertrümern sich, um sich dann entweder allmählich im Nebengesteine zu verlieren (siehe Fig. 155) oder sich wieder zusammenzuscharen. Nicht selten trennen sich Trümer an irgend einer Stelle vom Hauptgange, ziehen sich in das Hangende oder Liegende und keilen sich hier entweder aus (als hangende oder liegende Trümer) oder legen sich wieder an den Hauptgang an (als Bogentrümer), oder laufen endlich nach einem benachbarten Gange, um sich mit diesem zu vereinigen (Diagonaltrümer). Tritt an Stelle eines einfachen Mineralganges ein ganzer Schwarm von anastomosierenden Parallel- und Diagonaltrümern, so nennt man solche Durchtrümerungszonen einen zusammengesetzten Gang.



Fig. 155. Zertrümerung des Andreaskreuzer Ganges bei St. Andreasberg im Harze. (*H. Crd.*)

Wie bereits aus der Glättung und Streifung der Gangwände hervorgeht, sind in vielen Fällen durch die Gangspalten zum Teil sehr beträchtliche Verwerfungen bedingt worden. Dann bestehen die Gänge oft zum großen Teile aus durch Gangmineralien verkitteten Bruchstücken ihres Nebengesteines (Reibungsbreccie) oder aus deren feinen Zermalmungsprodukten, die bei ihrer Verfestigung unter Druck schieferige Struktur angenommen haben (Gangtonschiefer).

§ 15. **Verhältnis mehrerer Gänge zu einander.** Ein Mineralgang tritt selten für sich allein, vielmehr meistens mit anderen vergesellschaftet auf. Diese ziehen sich dann in größerer oder geringerer Parallelität oft weit nebeneinander her; eine solche zonenweise Gangvergesellschaftung wird als Gangzug bezeichnet. Vereinigen sich zwei dieser Gänge, so scharen

sie sich, legt sich der eine an einen anderen an, so wird er von diesem geschleppt, durchschneiden sie sich gegenseitig, so durchsetzen sie einander und bilden ein Gangkreuz.

Bei Verwerfungen eines Mineralganges auf einer Spalte, wobei die getrennten Gangenden gegen einander verrückt werden, hat wohl meist ein Abwärtsrutschen, eine Senkung des Hangenden auf dem Liegenden stattgefunden. Die verwerfende Spalte kann zugleich die Veranlassung zur Bildung eines jüngeren Mineralganges, des sogenannten Verwerfers geben. In diesem Falle erhält die Ausfüllungsmasse des letzteren gewöhnlich einen anderen mineralischen Charakter, als ihn der verworfene Gang besitzt. Das durch Fig. 156 wiedergegebene Beispiel ist dem Zinnerzdistrikte von Cornwall entnommen. Von den hier dargestellten Gängen sind die beiden mit 1 bezeichneten die ältesten, denn sie werden von allen übrigen durchsetzt und z. T. verworfen. Dem Alter nach folgt ihnen der Zinnerzgang 2, welcher die Gänge 1 durchsetzt, dahingegen im Verein mit diesen vom Zinnerzgang 3 verworfen wird. Noch jünger als 1, 2 und 3 sind die beiden Kupfererzgänge 4, denn sie verwerfen die sämtlichen übrigen.

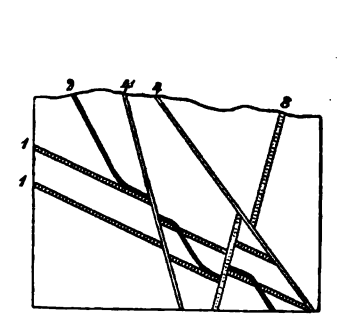


Fig. 156. Gangverwerfungen in der Peever-Grube in Cornwall.
1, *2*, *3* verschiedenalterige, sich verwerfende Zinnerzgänge, *4* noch jüngere Kupfererzgänge.

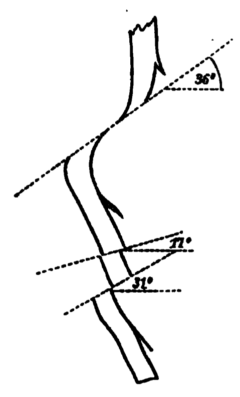


Fig. 157. Gangverschiebungen. Samsoner Gang, St. Andreasberg. (*G. Köhler.*)

Zu der Gruppe der Verwerfungen gehören die in vielen Gangdistrikten nicht seltenen Verschiebungen, welche dadurch entstehen, daß bereits gefaltete oder aufgerichtete Gebirgsschichten nebst den in ihnen aufsetzenden fertigen Gängen durch fortdauernden seitlichen Druck zerrissen und auf den so erzeugten, sich oft in geringer Entfernung von einander wiederholenden Kluftflächen jedesmal um etwas verschoben werden (Fig. 157). Hierbei sind nicht selten die Enden der Gangstücke im Sinne der Fortbewegung umgebogen und schweifartig ausgezogen worden.

Neben den eigentlichen Verwerfungen eines Ganges durch einen anderen oder durch eine Spalte kommen den Verwerfungen ähnliche Störungen in dem Verlaufe der Mineralgänge vor, die dadurch zu erklären sind, daß Gangspalten bei ihrem Entstehen auf steile, flache oder entgegengesetzt einfallende Ablösungsflächen oder Klüfte trafen, diesen als Flächen des geringsten Widerstandes eine Strecke weit folgten und dann in ihrer ursprünglichen Richtung weiter in die Höhe fortsetzten. Derartige Gangauslenkungen (Fig. 158) sind hiernach nicht die Folgen von Verrückungen der fertigen Mineralgänge auf später entstehenden Klüften, sondern von Ablenkungen aus ihrer Hauptrichtung bei dem Entstehen ihrer Spalten auf bereits vorhandenen Diskontinuitäten und sind namentlich aus den Gangdistrikten von Andreasberg, Przibram, Nagyag und Clausthal bekannt geworden.



Fig. 158. Gangauslenkung. St. Andreasberg. (*H. Crd.*)

In diesem Lehrbuche sind die Mineralgänge als Zugehörige derjenigen Formationen aufgefaßt, in denen sie aufsetzen. Beispiele der wichtigsten Gangvorkommnisse werden deshalb in den einzelnen Kapiteln der Formationslehre aufgeführt werden.

Fünfter Abschnitt.

Historische Geologie.

A. Einleitendes.

Allgemeine paläontologische Literatur.

F. A. Quenstedt, Petrefaktenkunde Deutschlands. Cephalopoden. Tübingen 1845—1849. Brachiopoden. 1869. Echinodermen. 1873. Spongien. 1878. Korallen. 1878. Gastropoden. 1881—1884.
F. A. Quenstedt, Handbuch der Petrefaktenkunde. 3. Aufl. Tübingen 1885.
K. A. v. Zittel, Handbuch der Paläontologie. München 1876—1893. 1. Abt. Paläozoologie von K. A. v. Zittel; 2. Abt. Paläophytologie von A. Schenk.
K. A. v. Zittel, Grundzüge der Paläontologie. München-Leipzig 1895.
G. Steinmann und L. Döderlein, Elemente der Paläontologie. Leipzig 1890.
H. Potonié, Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. Berlin 1899.
H. Graf zu Solms-Laubach, Einleitung in die Paläophytologie. Leipzig 1887.
E. Koken, Die Vorwelt und ihre Entwickelungsgeschichte. Leipzig 1893.
E. Koken, Die Leitfossilien. Leipzig 1896.
H. G. Bronn und F. Römer, Lethaea geognostica. 3. Aufl. Stuttgart 1851—56. 4. Aufl. von F. Römer als Lethaea palaeozoica. I. Bd. 1880 und 1888.
Fr. Frech, Lethaea palaeozoica. II. Bd. Praecambrium-Dyas. Stuttgart 1897—1902.
K. v. Zittel, Palaeontographica. Gegründet von W. Dunker und H. v. Meyer 1846.
W. Dames und E. Kayser, Paläontologische Abhandlungen. Berlin, seit 1882.

§ 1. **Die Aufgabe der historischen Geologie** ist die Erforschung der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner; sie erblickt ihr Endziel darin, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen.

Die jeweilige Erscheinungsweise unseres Planeten ist das Gesamtresultat aller früheren Einzelvorgänge auf demselben, — deshalb nimmt die Mannigfaltigkeit in der Gliederung der Erdoberfläche zu, je länger sich die verschiedenartigen Einwirkungen auf diese letztere betätigen konnten. Zugleich aber eröffnet diese allmähliche Summierung der Einzelvorgänge und ihrer Resultate bis dahin schlummernden Naturkräften ein Feld für

ihre Tätigkeit und bringt dadurch größere Mannigfaltigkeit in die umgestaltenden Ursachen.

Um sich dieses Entwickelungsgesetz an einem Beispiele zu vergegenwärtigen, stelle man sich ein weites flaches Meer vor. Ein Teil seines Grundes wird über den Meeresspiegel gehoben: es erfolgt eine Scheidung von Land und Wasser. Ein Strich des neu gewonnenen Festlandes wird zur Gebirgsmasse emporgestaut und die Erdoberfläche in Gebirge, Ebene und Meer gegliedert. Die bis dahin stagnierenden Wasser bahnen sich Wege nach der See: es entstehen Flußsysteme, — sie erhalten zugleich Gelegenheit zur Ausübung ihrer talbildenden und modellierenden Tätigkeit: zu dem früheren Landschaftsbilde gesellen sich Schluchten und Täler, abgerundete Bergrücken und steile Felsgrate. Auf ihrem Wege nach der Tiefe führen die fließenden Gewässer Gesteinsmaterial mit sich fort, schwemmen es nach den Mündungen der Ströme und bilden dort Deltas, und endlich bedeckt sich der nackte Felsgrund unter dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärilien mit Geröll, Grus und Erde, — kurz durch Summierung einander bedingender Einzelvorgänge ward der Meeresgrund zu einer abwechselungsreichen Landschaft.

Weit größer aber als in dem gewählten Beispiele ist die Mannigfaltigkeit der Vorgänge, deren Gesamtheit man als den Entwickelungsprozeß unseres Planeten bezeichnet. Die glühende Erde bedeckt sich mit einer Erstarrungskruste; auf dieser breiten sich Ergüsse des die noch dünne Rinde durchbrechenden, glutflüssigen Magmas aus, auf der sich abkühlenden Oberfläche dieser ersten Gesteinsschale kondensiert sich das Wasser, welches bis dahin in Dampfform die Atmosphäre angefüllt hatte, und beginnt seine chemische zersetzende und auflösende Tätigkeit auf den Felsgrund auszuüben. Durch Einbrüche, Wölbungen und Faltungen entstehen auf der Oberfläche der sich kontrahierenden Erde zuerst Kontinente, dann Gebirge, und erst jetzt ist das Wasser im stande, eine mechanische Einwirkung geltend zu machen; unter seinem Kreislaufe gliedert sich das Festland, während seine Niederschläge neue Gesteinsschichten bilden. Unterbrochen wird die Gleichförmigkeit dieser Vorgänge einerseits durch Niveauveränderungen und fortgesetzte Faltungen einzelner Teile der Erdkruste, anderseits durch vulkanische Eruptionen, welche nicht nur eine stete Umgestaltung der vertikalen Konturen des Festlandes, sondern auch eine Vermehrung des Gesteinsmateriales auf der Erdoberfläche im Gefolge haben. Inzwischen hat sich die Erde mehr und mehr abgekühlt und so niedere Temperaturgrade angenommen, daß sich organisches Leben auf ihr entwickeln und ausbreiten konnte, um bald den Rang eines der wichtigsten geologischen Faktoren einzunehmen. Nach andauerndem Verluste der Eigenwärme der Erde beginnen sich infolge ungleich intensiver Sonnenbestrahlung klimatische Verschiedenheiten bemerkbar zu

machen, und jetzt erst ist die Möglichkeit gegeben, daß das Wasser auch in seinen festen Zustand übergehen, also Eis bilden, und dadurch ein neues geologisches Werkzeug liefern kann. In dem Entwickelungsprozesse der Erde gesellt sich demnach ein geologisches Agens nach dem anderen zu den bereits früher tätigen, — die ebenso zahlreichen wie verschiedenartigen Äußerungen derselben summieren sich, — die Mannigfaltigkeit der tellurischen Verhältnisse nimmt zu, je länger diese Summierung andauert, — in jeder jüngeren Periode herrscht eine größere und in der Jetztzeit die größte Mannigfaltigkeit in der Erdgestaltung.

Nun ist aber das organische Leben abhängig von der Beeinflussung von seiten der umgebenden anorganischen Welt, — es ist der Ausdruck der physischen Verhältnisse, in deren Sphäre es sich entwickelte. Die allmähliche Umgestaltung der tellurischen Erscheinungen spiegelt sich deshalb wieder in der Umprägung des Gesamthabitus der Floren und Faunen, welche unter ihrem Einflusse gediehen. Wie die Gestaltung der Erdoberfläche selbst, so wurde auch der Gesamtcharakter der Erdbewohner durch Summierung dieser Einflüsse im Laufe der Zeitalter ein abwechselungsreicherer. Diese größere Mannigfaltigkeit, zu welcher das anfänglich einfache organische Leben in gleichem Schritte mit der Herausbildung des Erdballes heranreifte, äußerte sich einerseits in Vermehrung der Zahl, anderseits in der stufenweise ansteigenden Entwickelung der organischen Formen, und gipfelte sich in dem Reichtume und der relativen Vollkommenheit der Jetztwelt.

§ 2. Abstammungs-, Selektions- oder Transmutationstheorie. Die Tatsache der allmählichen Umgestaltung und Vervollkommnung des irdischen organischen Lebens im Laufe der geologischen Zeiträume und in demselben Schritte, in welchem die Gliederung der Erdoberfläche an Mannigfaltigkeit zunahm, steht in einem gewissen Zusammenhange mit den Resultaten der gesamten morphologischen Wissenschaften und der Entwickelungsgeschichte der tierischen und pflanzlichen Einzelwesen. In der Gleichartigkeit des Bauplanes zahlreicher und mannigfaltiger Organismen, in der Übereinstimmung der ersten Embryonalzustände der Vertreter ganzer Stämme, in den Erscheinungen der Metamorphose, in der Tatsache, daß sich in den Entwickelungsphasen des Individuums (der Ontogenie) die Geschichte der Art oder des Stammes (die Phylogenie) mehr oder weniger vollständig rekapituliert, spricht sich die Einheitlichkeit des gesamten Organisationsplanes der Lebewesen aus, — sie hat ihren Ausdruck in dem allmählichen, stufenweisen Erscheinen aller Typen der erdbewohnenden Organismen gefunden, ein Zusammenhang, welchen zuerst Lamarck, später und auf reicheres Beobachtungsmaterial gestützt Darwin durch seine Transmutations- und Descendenz-Theorie zu erklären versuchte.

Als Kernpunkte der Darwin'schen Hypothese sind drei Wahrnehmungen anzusehen; die erste ist die Vererblichkeit, wonach sich die Charaktere der Eltern auf ihre Nachkommen übertragen, — die zweite ist die Veränderlichkeit, durch welche diese Charaktere bei ihrer Vererbung in irgend einer nützlichen, gleichgültigen oder schädlichen Richtung um ein Minimum variieren können, — die dritte ist das Überleben der am vorteilhaftesten ausgestatteten Individuen in dem Kampfe um's Dasein, der sich einstellen muß, da mehr Nachkommen erzeugt werden, als möglicherweise fortleben können, weshalb alle Tiere und Pflanzen sowohl unter einander, wie mit den äußeren Existenzbedingungen um ihre Erhaltung ringen. Die größte Aussicht, diesen Kampf zu bestehen, die anderen Individuen zu überleben und sich fortzupflanzen, hat die am meisten begünstigte, also die mit passenden Abänderungen vom elterlichen Typus versehene Nachkommenschaft. Hier trifft also die Natur eine Auslese unter verschieden vorteilhaften Abänderungen und begünstigt vorzugsweise die Fortpflanzung der mit nützlichen Abweichungen versehenen Individuen auf Kosten der anderen. Aus gleichem Grunde summieren sich diese nützlichen Abänderungen bei späteren Nachkommen, bis sie endlich zu merklichen Unterschieden heranreifen. Selbstverständlich ist die Nützlichkeit jeder Abänderung von der Beschaffenheit der äußeren Lebensbedingungen abhängig, — die fortwährende Anpassung der vorhandenen Lebensformen an diese äußeren Verhältnisse wird von Darwin als natürliche Züchtung bezeichnet. Das Maß solcher mit wiederholter Fortpflanzung verbundener Abänderung ist unbegrenzt, nach Tausenden von Generationen kann deshalb eine anfänglich kaum definierbare Abweichung vom elterlichen Typus um das tausendfache gehäuft erscheinen, und aus der anfänglichen, von der Urform kaum unterscheidbaren Varietät eine vollkommen verschiedenartige Form entstanden sein. Da nun aber einerseits die mit den hervorragendsten Abweichungen versehenen Individuen die größte Aussicht auf Fortbestand und Fortpflanzung haben, während die Mittelformen erliegen und erlöschen, — da anderseits Abänderungen in einer Gegend, Lage und Gesellschaft nützlich, in einer anderen hingegen schädlich sein können, so stellt sich eine Divergenz des Charakters ein, der zufolge aus einer Grundform Abänderungen in ganz verschiedener Richtung entstehen, fortdauern und sich mit der Zeit zu einander vollkommen unähnlichen Formen herausbilden können. Dieses Entwickelungs- und Fortbildungsgesetz erklärt die Gemeinsamkeit des Ursprunges morphologisch scharf geschiedener Formen, ja die Abstammung aller organischen Wesen, die auf Erden gelebt haben und noch leben, von einer Urform und führt, konsequent weiter verfolgt, zur Hypothese von der Generatio aequivoca, d. h. von der Möglichkeit der Entstehung organischer aus unorganischer Materie.

Die Geologie bestätigt im allgemeinen die Theorie von dem natür-

lichen Vervollkommnungsprozesse und der fortschreitenden Entwickelung der Erdbewohner und zeigt, daß im großen und ganzen ein stetiger Fortschritt des gesamten Organismus von einfachen und niederen zu komplizierteren und höheren Stufen des Lebens stattgefunden hat, wenn unsere Wissenschaft auch noch nicht imstande ist, alle die zahllosen Übergangsformen und Verbindungsglieder zwischen den Tier- und Pflanzengruppen, weder der aufeinander folgenden Perioden, noch ein und desselben Zeitalters nachzuweisen. Dies mag seinen Grund darin haben, daß nur Organismen mit Hartgebilden, sowie nur diejenigen Landbewohner Spuren ihrer Existenz hinterlassen haben, welche zufällig vom Wasser ergriffen und vom Schlamm bedeckt worden sind, daß ferner nur gewisse Sedimente den Versteinerungsprozeß begünstigen, andere aber (z. B. grobe Sandsteine und Konglomerate) die Möglichkeit der Erhaltung fast vollständig ausschließen. So ist uns denn nur ein kleiner Bruchteil der früheren Tier- und Pflanzenwelten überliefert worden, und von diesen Resten ist wiederum nur ein verschwindend kleiner Teil zu unserer Kenntnis gekommen. Die Urkunde, welche wir von der Entwickelung der Erdbewohner besitzen, ist deshalb höchst lückenhaft und unvollständig, doch werden fortwährend Funde gemacht, welche diese Lücken mehr und mehr ausfüllen.

Die zahllosen Sprünge, die sich in der Aufeinanderfolge der organischen Wesen der Vorwelt von den ältesten Formationen herauf bis in die Neuzeit zeigen, haben jedoch noch einen zweiten Grund von größter Tragweite, den wir bereits auf S. 64 einer Betrachtung unterworfen haben. Er ist in den Niveauveränderungen zu suchen, von welchen die Erdoberfläche und mit ihr der jeweilige Meeresgrund fortwährend betroffen wurden. Eine große Anzahl geologischer Tatsachen, die am angeführten Orte besprochen sind, beweisen diese oft wiederholten Oszillationen. Nun wissen wir aber, daß die Meeresbewohner durch ihre Abhängigkeit von dem Erfülltsein gewisser Lebensbedingungen an ganz bestimmte Niveaus oder übereinander liegende Zonen des Meeres gebunden sind und auch früher gebunden waren. Jede der häufigen, zwar lokalen, aber dennoch weite Areale betreffenden Hebungen oder Senkungen veränderte das Niveau des Meeresgrundes, hob den ursprünglichen Tiefseeboden in die Höhe oder ließ den Grund seichter Meere oder selbst Festlande in beträchtliche Tiefen sinken. Diese sämtlichen Niveauveränderungen bedingten eine Umgestaltung der den Faunen gebotenen Lebensbedingungen und deshalb die Auswanderung jener, oder, wo dies unmöglich, ihr Aussterben, kurz einen steten, oft grellen Fazieswechsel. An ihre Stelle rückten aus benachbarten Arealen neue Bewohner, für welche der dislozierte Schauplatz die nötigen Lebensbedingungen bot. Infolge solcher Aus- und Einwanderungen nahmen Faunen aus voneinander unabhängigen Entwickelungsarealen Besitz von ihnen bis dahin ganz fremden Gebieten. Das Resultat solch stetiger Oszillationen war die kontinuierliche Wanderung

der Meeresbewohner, deren abgestorbene Reste von den Schlammabsätzen der See umschlossen und in den sich aufbauenden Schichtenreihen als Versteinerungen überliefert wurden. Wir dürfen deshalb in den meisten Fällen die Urahnen einer Tierform und die Verbindungsglieder zwischen beiden nicht, wie wir geneigt sein mögen, in vertikaler Richtung untereinander, sondern in oft weit voneinander getrennten Gegenden suchen. Ein vertikales Profil durch eine Schichtenreihe wird unter solchen Verhältnissen selbst in nur durch geringe Mächtigkeit getrennten Ablagerungen weit voneinander getrennte Stadien des Entwickelungsganges einer Tierform zu Tage fördern.

Überzeugende geologisch-paläontologische Beweise für die einheitliche Entwickelung der organischen Welt liefern die Kollektivtypen (fossile Mischformen, in denen sich jetzt auf verschiedene Gattungen verteilte Merkmale noch vereint finden), sowie die Embryonaltypen (Formen, die verglichen mit solchen der späteren Zeit im Embryonalzustande stehen geblieben sind), ferner die lückenlosen Formenreihen von sich durch gewisse Schichtenkomplexe hindurch ziehenden stetig verändernden fossilen Organismen, endlich die Parallele zwischen der Ontogenie (der Entwickelungsgeschichte der lebenden Tier- und Pflanzenindividuen) und der geologischen Aufeinanderfolge verwandter fossiler Formen sowie die Abhängigkeit der Verbreitung unserer jetzigen Floren und Faunen von derjenigen ihrer fossilen Vorläufer.

§ 3. **Geologische Perioden und Formationen (Systeme).** Auf der Tatsache, daß in den jüngeren Gesteinsablagerungen die Zahl der Tier- und Pflanzentypen wächst, daß ferner der organische Gesamtcharakter der Vorzeit einer fortschreitenden Vervollkommnung und mit dieser einer Annäherung an den der Jetztwelt unterworfen ist, daß also eine fortwährende Umgestaltung der Faunen und Floren stattgefunden hat, auf diesen Tatsachen beruht die Einteilung der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl **Perioden.** Bezeichnend für jede derselben ist das erste Auftreten gewisser höher organisierter Tier- und Pflanzentypen, zugleich aber das Dominieren anderer, bereits in der vorigen Periode auf der Bühne erschienener Geschlechter und Familien, welche erst jetzt das Maximum ihrer Entwickelung erlangen, und endlich das Erlöschen von Formen, welche für frühere Zeiten charakteristisch waren.

Beispielsweise mögen die Veränderungen der Tier- und Pflanzenwelt, welche zur Abtrennung des mesozoischen von dem känozoischen und von dem paläozoischen Zeitalter Veranlassung gegeben haben, auf folgender Seite graphisch dargestellt werden:

	Sigillar. u. Lepidodendr.	Tetracoralla u. Tabulata, Trilobiten	Heteroc. Ganoiden	Cycadeen	Echinoideen	Reptilien	Ammoneen	Angiospermen	Belemniten	Hexacoralla	Vögel u. Säugetiere
känozoisch											
mesozoisch											
paläozoisch											
	aussterbend			Maximum erreichend				neu auftretend			

Aus diesem Schema geht hervor, daß am Ende des paläozoischen Zeitalters ausstarben die Lepidodendren und Sigillarien, welche bis dahin eine üppige Entwickelung gehabt hatten, ebenso die Korallenabteilungen der Tetracoralla (Zoantharia rugosa) und Tabulata, sowie die Trilobiten und heterocercalen Ganoidfische; — daß die Cycadeen, Echinoideen, Ammoneen und Reptilien, früher verhältnismäßig selten, jetzt das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen, und daß endlich die Angiospermen, die Hexacoralla, die Belemniten, Vögel und Säugetiere auf der Weltbühne neu erscheinen. Derartige Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, wie sie durch die gewählten Beispiele bewiesen werden, die sich aber noch durch zahlreiche andere ergänzen ließen, sind der Grund gewesen, den Zeitraum, an dessen Grenzen und in welchen diese Umgestaltungen fallen, als besonderen Abschnitt aufzufassen und von den übrigen abzutrennen. Ähnliches gilt von allen Perioden der Erdentwickelungsgeschichte.

Die Produkte der gesteinsbildenden Tätigkeit während jedes einzelnen dieser Zeitabschnitte, also die Schichtenkomplexe, welche während derselben zur Ablagerung gelangten, nennt man **Formationen (Systeme)**. Diese sind demnach für uns die Repräsentanten der geologischen Perioden und umschließen in ihrer Gesteinsmasse, gewissermaßen als Inschriften und Denkmünzen aus den Zeiten, welchen sie ihre Entstehung verdanken, die Reste der damaligen Tier- und Pflanzenwelt. Diese versteinerungsführende Schichtenreihe haben glutflüssige Laven durchbrochen und sich auf ihr deckenartig ausgebreitet, um von neuem von den Sedimenten des Meeres bedeckt zu werden. Wie nun der Historiker die Sitten, den Kulturzustand, die politischen und religiösen Verhältnisse, kurz die Geschichte der ältesten Völker aus den Ruinen ihrer Bauten, aus den Schriftzügen und Bildwerken an deren Mauern,

aus den im Schutte begrabenen Gerätschaften, Waffen und Münzen entziffert, auf ähnlichem Wege sucht der Geologe die Spuren, welche verschwundene Zeitalter in der Erdkruste zurückgelassen haben, mit Bezug auf die Entwickelungsgeschichte der Erde zu deuten.

Das große Ziel, welches uns vorschwebt, ist noch nicht erreicht, — ist doch selbst die Oberfläche unseres Planeten nur teilweise, mancher unserer Kontinente fast nur in seinen Konturen bekannt, wie viel weniger das, was in der Tiefe verborgen ist und was der Aufschlüsse durch die eindringende Zivilisation und durch den nach unterirdischen Schätzen suchenden bergmännischen Unternehmungsgeist harrt.

§ 4. Horizontale Ausdehnung einer Formation und verschiedene Fazies gleichalteriger Ablagerungen. Die gesteinsbildenden Vorgänge beschränken sich nicht auf das Meer, sondern vollziehen sich gleichzeitig auch auf dem Festlande und innerhalb der auf diesem fließenden und stehenden Gewässer. Eine Formation kann deshalb nach diesen ihren verschiedenartigen Bildungsmedien zweierlei durchaus abweichenden petrographischen und paläontologischen Charakter aufweisen, indem sie als marine oder aber als terrestre Ablagerung auftritt. Jedoch auch innerhalb des Verbreitungsgebietes jeder dieser Ausbildungsweisen bleibt sich ihr Charakter nicht gleich. Terrestre Ablagerungen können in Sümpfen, Seen oder Flüssen, selbst auf vollkommen trockenem Lande, z. B. durch die Wirkung der Winde und Gletscher vor sich gehen. Ebenso muß sich im Bereiche des Meeres infolge dessen ungleicher Tiefe und deshalb auch ungleicher physischer und faunistischer Verhältnisse der paläontologische Charakter der sich niederschlagenden Schichten zu einem lokal durchaus verschiedenartigen gestalten. Die Bewohner des Brackwassers sind verschieden von denen des offenen Meeres, die der heißen Zonen von denen polarer Regionen, die der Uferzonen von denen des tiefen Ozeanes, — gleichzeitige Sedimente ein und desselben Meeresbeckens werden deshalb in verschiedenen Gebieten ihrer Ausdehnung die in den Schlamm sinkenden Leichname durchaus verschiedener Faunen umhüllen. Dasselbe war in der Vorzeit der Fall, so daß der paläontologische Charakter einer über große Areale ausgebreiteten Formation in horizontaler Richtung wesentliche Veränderungen erleidet, indem ein und derselbe Schichtenkomplex hier die Reste der Bewohner der hohen See oder des tiefen Ozeanes, dort die Bewohner des flachen Küstenmeeres, an einem dritten Punkte die Überbleibsel einer Fauna und Flora des Brackwassers und der Lagunen oder endlich diejenigen der Sümpfe und des Festlandes umschließt. Mit einem derartigen Wechsel des paläontologischen Habitus geht eine Veränderung des petrographischen Charakters der betreffenden Schichtenreihe Hand in Hand, da beide von ähnlichen Bedingungen abhängig sind. Solche Verschiedenheiten des paläontologischen und petrographischen Habitus einer Formation bezeichnet man als ver-

schiedenartige Fazies derselben und zwar 1. als deren terrestre, 2. als deren marine Fazies, und unterscheidet innerhalb der ersteren wiederum eine limnische Fazies (Ablagerungen in Süßwasserbecken), eine paralische Fazies (Ablagerungen in flachen Küstenländern), eine äolische und eine fluviatile Fazies, — innerhalb der marinen wiederum eine litorale, eine Flachsee- und eine Tiefsee- (oder pelagische) Fazies (siehe S. 301).

Sehr großartig machen sich derartige verschiedene Faziesbildungen z. B. in der Steinkohlenformation Nordamerikas geltend. In ihrem östlichen Verbreitungsgebiete besteht dieselbe aus Konglomeraten und aus Sandsteinen mit fossilen Landpflanzen, sowie mit Steinkohlenflötzen und besitzt in diesem Zustande eine terrestre Fazies. Weiter nach dem Mississippi zu werden zunächst die unteren Konglomerate und Sandsteine, noch weiter nach Westen auch die oberen an Kohlenflötzen reichen Sandstein- und Schieferkomplexe durch Kalksteine mit Resten von Meeresbewohnern vollständig verdrängt, wodurch die Formation eine marine Fazies erhält. Auch in Europa ist die carbonische Periode durch Formationen von total verschiedener Fazies repräsentiert, und zwar als terrestre Bildung durch die produktive Kohlenformation, als Litoralbildung durch den Kohlenculm, als ozeanische Bildung durch den Kohlenkalk. In einem ähnlichen Verhältnisse steht die steinkohlenführende Wealdenbildung zur untersten Kreideformation, ferner der Old Red Sandstone zum Devon. Kaum irgend eine Formation aber ist in einer so großen Zahl von durchaus untereinander abweichenden Faziesgebilden zur Ablagerung gelangt, wie die Trias und das Tertiär (s. diese). Beide illustrieren auf das einleuchtendste, wie klimatische Unterschiede, Meeresströmungen, mehr oder weniger beträchtliche Tiefe und felsige, sandige oder schlammige Beschaffenheit des Meeresgrundes, sowie Oszillationen desselben eine zum Teil vollkommene Verschiedenartigkeit benachbarter Faunen und Sedimente, also die Ausbildung verschiedenartiger Lokalfazies der Formationen bedingen.

§ 5. **Grenzen der Formationen von oben nach unten.** Unter einer Formation versteht man den Inbegriff einer Anzahl von Schichten, welche sich dadurch als ein zusammengehöriges Ganzes darstellen, daß ihr paläontologischer Charakter (d. h. der Gesamtcharakter der in ihnen eingeschlossenen organischen Reste) durch die ganze Mächtigkeit des betreffenden Schichtenkomplexes hindurch im wesentlichen derselbe bleibt. Die Formationen sind also die Einzelkomplexe der mächtigen Schichtenreihe, aus welcher die äußere Erdkruste besteht, — Komplexe, welche ihre Begrenzung nach oben und unten durch die Entwickelung neu erscheinender und das Aussterben bislang vorhandener organischer Formen erhalten. Der Vorgang dieser Umgestaltung des organischen Gesamtcharakters war ein allmählicher und ununterbrochen vor sich gehender, kein plötzlicher, durch

alles umgestaltende Revolutionen hervorgerufener, — die Grenzen, welche wir nach der Verschiedenheit ihrer organischen Reste zwischen den Formationen ziehen, sind deshalb ziemlich willkürlich. Wären die sämtlichen Formationen von der ältesten bis zur jüngsten an irgend einem Punkte in lückenloser Vollständigkeit und in ein und derselben Fazies zur Ablagerung gelangt, so würde der Versuch einer Gliederung dieser mächtigen Schichtenfolge in einzelne Formationen ein vergeblicher sein, es würde vielmehr der Wechsel des paläontologischen Charakters von den älteren nach den jüngeren Formationen durch allmähliche Übergänge fast unmerklich gemacht werden. Nun bestehen aber tatsächlich die Schichtenreihen, aus welchen die oberflächlichen Teile der Erdkruste zusammengesetzt sind, infolge oft wiederholter Hebungen und Senkungen ihres Ablagerungsgebietes aus einem steten Wechsel von Sedimenten der verschiedenartigsten Fazies. Auf dieser Einschaltung anders gearteter Faziesbildungen sind die meisten der angenommenen Formationsgrenzen basiert. Die anscheinend scharfen Grenzen, die Sprünge zwischen den einzelnen Formationen, die scheinbaren Lücken in der Kontinuität beruhen auf dieser sich oft wiederholenden Abwechselung (Wechsellagerung) ungleichwertiger, also unter anderen Bedingungen entstandener Ablagerungen, d. h. auf dem Fazieswechsel (vgl. S. 355).

§ 6. **Anhaltspunkte für die Bestimmung des geologischen Alters von Schichtenkomplexen.** Aus dem Inhalte der letzten Seiten geht hervor, daß zweierlei Hilfsmittel zu Gebote stehen, um das geologische Alter eines Schichtenkomplexes oder einer einzelnen Schicht, also deren Zugehörigkeit zu einer der Formationen, in welche wir die sedimentäre gesamte Schichtenreihe gliedern, zu entscheiden: die Versteinerungsführung (der paläontologische Habitus) und die Lagerungsverhältnisse. Weil nun letztere nur dort zur Geltung gelangen können, wo mehrere Formationen in vergesellschafteter Lagerung auftreten, werden in den meisten Fällen die organischen Reste, welche der fragliche Schichtenkomplex umschließt, den Ausschlag geben müssen. Da jedoch die Veränderungen des Gesamtcharakters der vorweltlichen Faunen und Floren weder ruckweise stattfanden, noch sich in einer vollständigen Verdrängung des bisher Bestandenen durch neue Erscheinungen kund gaben, vielmehr nur einzelne Formen neu auftraten oder sich für aussterbende Typen einstellten, so sind auch nicht alle fossilen Reste einer Formation charakteristisch für dieselbe. Diejenigen aber, deren Existenz auf einzelne Perioden beschränkt war, welche also bestimmten Schichtenkomplexen ganz ausschließlich angehören und somit für diese letzteren bezeichnend sind, nennt man Leitfossilien. So sind z. B. die Nummuliten Leitfossilien der Tertiärformation, die Hippuriten der Kreideformation, die Belemniten der Jura- und Kreideformation, die Sigillarien und Lepidodendren der Steinkohlenformation, die Graptolithen der Silurformation.

Früher glaubte man in dem petrographischen Charakter der Formationen bezeichnende Merkmale zur Identifizierung derselben zu besitzen. Für lokale Untersuchungen gibt zwar die Ähnlichkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher, aber getrennt auftretender Formationen einen wesentlichen Anhaltspunkt ab, — im allgemeinen jedoch und bei der Altersbestimmung räumlich entfernter Ablagerungen besitzt der petrographische Habitus einer Schichtenreihe an und für sich keinen Wert als maßgebendes Hilfsmittel. Einerseits wiederholen sich nämlich genau dieselben Sandsteine und Kalksteine, zum Teil auch Mergel, Tone und Konglomerate in fast jeder Formation von der ältesten bis zur jüngsten, besitzen also nichts charakteristisches für ein bestimmtes geologisches Niveau, — anderseits bleibt der petrographische Habitus einer weit ausgedehnten Ablagerung selbst in horizontaler Richtung nicht konstant, hat vielmehr an verschiedenen Punkten ihrer Verbreitung eine durchaus verschiedenartige Ausbildung erlangt. So mag eine Schichtenreihe von Konglomeraten in ihrer Streich- oder Fallrichtung in Sandstein, dieser in Schiefertone und Mergel, und diese endlich in Kalkstein übergehen. Noch entschiedener tritt die Verschiedenartigkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher Formationen hervor, wenn deren Ablagerung in getrennten Bildungsräumen oder unter abweichenden Verhältnissen vor sich ging, wofür die petrographische Unähnlichkeit der Gesteine, welche die Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten zusammensetzen, ein treffliches Beispiel liefert. Auf Rügen, bei Calais und Dover ist weiße Schreibkreide mit Feuersteinknollen, in der sächsischen Schweiz Sandstein, in Hannover und Braunschweig Mergelkalk und plastischer Ton, in Frankreich, Belgien und dem östlichen Nordamerika Glaukonitmergel das vorwaltende Material der dort vertretenen Kreideformation, eine größere Schwankung in dem petrographischen Charakter also kaum denkbar. Dennoch geben sich alle diese verschiedenen Ablagerungen durch die gemeinsame Führung einzelner identischer und zahlreicher nahe verwandter Tier- und Pflanzenformen als gleiche Phasen in der Entwickelungsgeschichte der Erde, also als gleiche Formation zu erkennen.

So entscheidend der paläontologische Habitus für die Stellung eines Schichtenkomplexes in der Formationsreihe, für das geologische Alter einer Formation ist, so läßt uns doch dieses Kriterium in gewissen Fällen im Stich. So sind in den ältesten Formationen der Erdkruste Reste, deren Ursprung zweifellos ein organischer wäre, noch nicht bekannt. Auf sie kann das Hauptkriterium für die Altersbestimmung von Sedimentärgesteinen, ihr paläontologischer Habitus, keine Anwendung finden, jedoch sind ihre Lagerungsverhältnisse, ihr Auftreten an der Basis aller Formationen, im Verein mit ihrem eigentümlichen und sich auffällig gleichbleibenden petrographischen Charakter Erscheinungen, welche sie auf das untrüglichste kennzeichnen.

Ganz ähnliches ist bei zahlreichen anderen Schichtenkomplexen der Fall, welche entweder zur Erhaltung von organischen Resten nicht geeignet waren, oder deren Bildung unter Verhältnissen vor sich ging, welche organisches Leben lokal ausschlossen. Unter solchen Umständen geben die Lagerungsbeziehungen der fraglichen versteinerungsleeren Schichtenreihe zu anderen versteinerungsführenden den Ausschlag bei der Entscheidung über ihre Zugehörigkeit zu der einen oder der anderen Formation. Diese Methode der Altersbestimmung beruht auf der Tatsache, daß die Aufeinanderfolge der Formationen überall dieselbe ist, daß also äquivalente Formationen gleiche Stellung in der gesamten Schichtenreihe, also gleiches relatives Alter besitzen. Tritt z. B. irgendwo auf der Erde eine mächtige versteinerungsleere Schichtenreihe zwischen der oberen Silurformation und der unteren Steinkohlenformation auf, so muß sie der Repräsentant der devonischen Formation sein, welche sich an einer anderen Stelle durch ihren Reichtum an gewissen Korallen, Brachiopoden und Trilobiten, an einer noch anderen durch das ausschließliche Auftreten von abenteuerlich gestalteten Panzerfischen kenntlich macht.

§ 7. **Gliederung der Entwickelungsgeschichte und der entsprechenden Schichtenreihe der Erdkruste in Perioden und Formationen.** Wie bereits früher, namentlich im Paragraph 2 erwähnt, haben die Veränderungen, welche die physikalischen Verhältnisse der Erdoberfläche während ihrer allmählichen Herausbildung zu ihrer jetzigen Gestaltung erlitten, ihren Ausdruck in der steten Vermehrung der Typen und in der Vervollkommnung des Gesamtcharakters der die Erde bevölkernden Tier- und Pflanzengestalten gefunden. Nach den wesentlichsten Veränderungen des letzteren zerfällt die Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl Perioden, welchen ebensoviel Formationen entsprechen. Dieser Entwickelungsprozeß des organischen Lebens ist in nebenstehender Tabelle graphisch dargestellt, in welcher die vertikalen Linien die wichtigsten Tier- und Pflanzentypen und die horizontalen Felder die Zeitabschnitte repräsentieren, in welche die Geschichte der Erde infolge des stufenweisen Erscheinens der ersteren gegliedert wird (s. S. 363).

Mit dem allmählichen Erscheinen höher organisierter Formen auf dem Erdballe geht eine Annäherung des vorweltlichen Gesamtcharakters an den der Jetztwelt Hand in Hand. Von den Lebewesen in dem ältesten aller Ozeane, aus welchem sich das Material der archäischen Formationen niederschlug, sind uns keinerlei sichere Spuren erhalten. Außerordentlich fremdartig aber und einem Landschaftsbilde unserer Tage wenig vergleichbar war der irdische Schauplatz während der cambrischen, silurischen, devonischen, carbonischen und permischen Formation. Trilobiten, formenreiche Nautileen und Brachiopoden, Graptolithen, Cystideen, gepanzerte und heterocercale Knorpelfische bevölkerten die Ozeane, während die

der allmählichen Entwickelung des organischen Lebens auf der Erde.

Angiospermen	Palmen	Cycadeen	Coniferen	Gefäßkryptogamen	Algen		Protozoen, Cölenteraten u. Echinodermen	Brachiopoden und Mollusken	Arthropoden	Fische	Amphibien und Reptilien	Vögel	Säugetiere	Mensch	Periode	Formation
															des Dominierens der Angiospermen, der Warmblüter, vorzüglich des Menschen.	Alluvium.
															des ersten Menschen; des Dominierens d. Angiospermen und d. Säugetiere.	Diluvium. Tertiär.
															des Maximums der Coniferen, Cycadeen und Reptilien; der ersten Laubhölzer, Knochenfische, Vögel und Säugetiere.	Kreide. Jura. Trias.
															des Maximums der Entwickelung der Gefäßkryptogamen; der ersten Vierfüßler.	Perm. Carbonische Formation.
															des Dominierens der wirbellosen Tiere; ziemlich zahlreicher Knorpelfische und Gefäßpflanzen.	Devonische Formation.
															der wirbellosen Tiere, der ersten Landpflanzen und Knorpelfische.	Silurische Formation.
															der Seetange und wirbellosen Tiere.	Cambrische Formation.
															der Vorläufer der paläoz. Flora und Fauna.	Präcambrium.
															ohne zweifellose Reste organischen Lebens.	Krystalline Schieferformation.
																Ur-Gneißformation.

Kontinente anfänglich nackt und tot waren; erst später bedeckten riesenhafte Farne, Schachtelhalme, Sigillarien und Lepidodendren in ausgedehnten Dschungeln und in üppigem Wachstume das Festland. Die Entwickelung der Reptilien, das Überhandnehmen der Zweischaler und Gastropoden, sowie der Cycadeen und Coniferen, das Zurücktreten der Gefäßkryptogamen, das Erscheinen der ersten Säugetiere und Vögel, sie bereiten schon auf die dem Auftreten des Menschen vorausgehende Entwickelungsstufe des organischen Reiches, auf das Zeitalter der Palmen, angiospermen Dicotyledonen, Knochenfische und Säugetiere vor. Nach dieser ihrer größeren oder geringeren Ähnlichkeit ihres paläontologischen Charakters mit dem der Jetztwelt vereinigt man die einzelnen Perioden zu vier »Zeitaltern« oder »Aeren« und die während dieser Zeitabschnitte abgelagerten Formationen zu folgenden vier »Gruppen«:

IV. **Die känozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Quartär- und Tertiärformation;

III. **Die mesozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Kreide-, Jura- und Triasformation;

II. **Die paläozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Perm-, Carbon-, Devon-, Silur-, cambrischer und präcambrischer Formation;

I. **Die archäische Formationsgruppe**, bestehend aus der Ur-Schiefer- und der Ur-Gneißformation.

Auf der anderen Seite hat man die einzelnen Formationen nach geringfügigeren Schwankungen, welche sich in dem organischen Charakter der sie aufbauenden Schichtenkomplexe kundgeben, in »Abteilungen«, diese in »Stufen« (oder »Etagen«), und diese wiederum in »Zonen« und »Schichten« gegliedert, für deren jede gewisse Pflanzen- und Tierformen charakteristisch sind, also als Leitfossilien dienen können.

Eine Übersicht über diese Gliederung und Versteinerungsführung erhält man durch nachstehende Tabelle:

Tabellarische Übersicht

der

Perioden in der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner, sowie der während jener zur Ablagerung gekommenen Formationen, von der jüngsten zur ältesten.

Viertes Zeitalter: die Neuzeit der Erde.

Die **känozoischen** Perioden und Formationen.

Periode des Mammut und des Urmenschen.	Die Quartärformation.	Alluvium, rezente Süß- u. Salzwasserbildungen, Torfmoore, Korallenbauten, moderne vulkanische Produkte (jungquartäre Gebilde). Diluvium, Löß, Höhlenlehm, erratische Blöcke, Moränen, Geröll- und Sandablagerungen der Eiszeit (altquartäre Gebilde).	Jetzige Fauna und Flora. Mammut, Knochennashorn, Höhlenbär, Renntier, Auerochs, Moschusochs, Pferd, Riesenhirsch usw. Die ersten Spuren des Menschen in Europa.
Periode der Mastodonten.	Das Jungtertiär, Neogen.	Pliocän (Belvedere-Schotter, Congerien-Tegel, Dinotherien-Sand. Crag). Miocän, Cerithienkalk, Leithakalk, obere Meeresmolasse, Braunkohlen der Mark, der Wetterau.	Mastodon, Dinotherium, Hipparion, Hirsche, Affen. In Zentraleuropa: Palmen, Bambus, Lorbeer, Feige, Pappel, Ulme, Birke, Magnolien, Sequoia, Taxodium.
Periode der Paläotherien und Nummuliten.	Das Alttertiär.	Oligocän, Gypse des Montmartre, Septarientone, norddeutsche Braunkohlenbildung z. T., — untere Meeresmolasse, bernsteinführende Schichten des Samlandes. Eocän, Pariser Grobkalk, Londonton, Nummuliten- und Flyschformation.	Paläotherium, Anoplotherium, Xiphodon, Dinoceraten, Nummuliten. In Zentraleuropa: eine echt tropische Flora.

Drittes Zeitalter: das Mittelalter der Erde.

Die **mesozoischen** Perioden und Formationen.

Periode der Hippuriten und der Nebenformen der Ammoniten, sowie der ersten Laubhölzer.	Die Kreideformation.	Senon, Schreibkreide, Kreidetuff, oberster Quadersandstein, ob. Grünsand, Danien. Emscher Mergel u. Sndst. Turon, Strehlener Pläner, mittlerer Quader, Gosaumergel, roter Pläner. Hippuritenkalk. Cenoman, unterer Quader, Essener Grünsand (Tourtia), chloritische Kreide, Varians-Schichten. Gault, Flammenmergel, Gargasmergel, Speetonton, Ancyloceras-Schichten, Godulasandstein. Neocom, Hils, Lowergreensand, Spatangenkalke, Caprotinenkalk. Gleichzeitig mit d. unteren Neocom eine Sumpf- u. Deltabildung, die Wealdenformation mit Steinkohlenflötzen.	Viele Schwämme, Foraminiferen. Bryozoën, Spatangen. Hippuriten, z. B. Caprotina, und Hippurites; Inoceramen, Austern, (Gryphaea, Exogyra, Ostrea), Ammonites u. seine Nebenformen, z. B. Hamites, Scaphites, Turrilites, Baculites, ferner Belemniten. — Dinosaurier: Iguanodon; Mosasaurus. Die ersten Laubhölzer, neben diesen tropische Nadelhölzer, Cycadeen und Kryptogamen. Am Schlusse dieser Periode sterben Hippuriten, Ammoniten und Belemniten vollständig aus.
Periode der Hauptentwickelung der Ammoniten, Belemniten und Reptilien.	Die Juraformation.	Weißer oder oberer Jura, Korallen- u. Scyphienkalke, Pteroceras-Schichten, sämtlich meist helle Kalke und Mergel, sowie Dolomite und Oolithe. Brauner oder mittlerer Jura, Eisenoolithe, Sandsteine, dunkle Tone. Lias oder schwarzer Jura, dunkle bituminöse Schiefer und Sandsteine, sowie Kalksteine u. oolithische Eisenerze.	Sehr viel riffbauende Korallen u. Spongien, Pentacriniten, Ostrea, Gryphaea, Exogyra, Trigonia, Pteroceras, Nerinea, Belemniten, Ammoniten, Aptychen, Schildkröten, Krokodile, Meeressaurier (Ichthyosaurus, Plesiosaurus), Flugsaurier (Pterodactylus), Dinosaurier, erste Knochenfische, erste Vögel (Archaeopteryx), Beuteltiere. Die Flora besteht aus Kryptogamen, Coniferen und Cycadeen.
Periode der Labyrinthodonten, zahlreichen echten Ammoniten und der ersten Säugetiere.	Die Triasformation.	Rhät (Kößener Schichten, Schichten der Avicula contorta). Keuper, bunte Mergel, Lettenkohle, Dolomite u. Gyps. In den Alpen Raibler-, St. Cassian-, Partnach-Schichten; Hallstätter Kalk, Dachsteinkalk, Schlerndolomit. Muschelkalk, Kalksteine, Dolomite, Gyps, Steinsalz. In den Alpen Buchensteiner und Recoarokalke. Buntsandstein, Sandsteine, Röth. In den Alpen Werfener Schichten.	Die ältesten Säugetiere (Beuteltiere), die ersten echten Ammoniten (Ceratites, Arcestes, Trachyceras), Cidaris, Encrinus liliiformis, die ersten langschwänzigen Krebse (Pemphyx), Meeressaurier (Nothosaurus). Labyrinthodonten (Mastodonsaurus, Trematosaurus). Riesige Schachtelhalme (Equisetum), Cycadeen und Nadelhölzer.

Zweites Zeitalter: das Altertum der Erde.

Die paläozoischen Perioden und Formationen.

Periode der heterocercalen Schmelzschupper und Ur-Vierfüßler.	Die permische Formation oder die Dyas.	Zechsteinformation, Kupferschiefer, Zechstein, Dolomit, Gyps, Steinsalz, Mergel. Rotliegendes, Konglomerate, Sandstein, Letten.	Verkieselte Farnstrünke und Coniferen; Cycadeen, Stegocephalen (Branchiosaurus, Archegosaurus), erste Reptilien (Palaeohatteria, Proterosaurus), heterocercale Ganoidfische, z. B. Palaeoniscus, viel Productus, Spirifer, Schizodus und Bellerophon, erste echte Ammoneen.
Periode der Kryptogamen und der ersten Urvierfüßler	Die carbonische Formation oder das Steinkohlengebirge.	Produktive Kohlenformation, Sandstein, Schieferton, Kohlenflötze. Subcarbonische Formation, Kalke, Grauwacken, Ton- und Kieselschiefer (Kohlenkalk, Culm).	Die Trilobiten erlöschen; Fusulina; Maximum der Crinoideen (Blastoideen und echten Crinoideen). Viel Brachiopoden, namentlich Productus; Spinnen u. Insekten; erste Stegocephalen. Großartige Entwickelung von Sigillaria, Lepidodendron, Calamiten und Farnen.
Periode der Panzerganoiden.	Die devonische Formation.	Oberdevon, Clymenienkalk, Goniatitenkalk, Cypridinenschiefer. Mitteldevon, Stringocephalenkalk, Calceolaschiefer. Unterdevon, Spiriferen-Sandstein. Lokal vertreten durch den Old Red Sandstone.	Lokal Landpflanzen; viel Tetracoralla (Calceola) und Tabulata, Brachiopoden (Spirifer, Stringocephalus), — Goniatiten u. Clymenien. — Starker Rückgang der Trilobiten. Panzerganoiden (Pterichthys, Coccosteus, Cephalaspis).
Periode der Trilobiten, Nautileen, Cystideen und Graptolithen.	Die silurische Formation.	Obersilur, Untersilur, Grauwacken, Tonschiefer, Quarzite und Kalke, sowie Graptolithenschiefer und Alaunschiefer.	Vegetation: Tange, erste Landpflanzen, Tiere fast ausschließlich wirbellos: Tabulata (Halysites, Calamopora); Graptolithen; Cystideen; von Brachiopoden Orthis, Pentamerus; von Nautileen Orthoceras, Cyrtoceras, Gomphoceras, Lituites; von Trilobiten Asaphus, Illaenus, Trinucleus, Calymene. Die ersten Knorpelfische.
Periode der Trilobiten und Linguliden.	Die cambrische Formation.	Ober-, Mittel- und Unter-Cambrium. Tonschiefer, Sandsteine, Grauwacken. An der Basis Konglomerate.	Tange; Trilobiten: Olenus, Dikelocephalus, Agnostus, Paradoxides, Olenellus; Linguliden, Oboliden.
Periode der Vorläufer der cambrischen Fauna.	Die präcambrische (algonkische) Formation.	Sandsteine, Quarzite, Konglomerate, phyllitische Schiefer usw.	Wenig deutliche Reste von Discina, Lingula, Hyolithes; Wurmspuren.

Erstes Zeitalter: die Urzeit der Erde.

Die **archäischen** Perioden und Formationen.

Periode der vorausgesetzten Anfänge organischen Lebens.	Das krystallinische Schiefergebirge. Das Ur-Gneißgebirge.	Phyllitformation, Phyllite, Quarzit, Kalke, Chlorit-, Talk- und Graphitschiefer. Glimmerschieferformation, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Kalk, Quarzit. Gneißformation, Gneiß, Hornblendegneiß, Granulit, Quarzit, krystall. Kalk und Graphit.	Die Graphite organischen Ursprunges. Ohne deutliche organische Reste.

Aus Obigem ergibt sich folgende

Gliederung der sedimentären Schichtenreihe.

Känozoische Formationsgruppe.

Quartärformation.
- Alluvium,
- Diluvium.

Tertiärformation.
- Pliocän,
- Miocän,
- Oligocän,
- Eocän.

Mesozoische Formationsgruppe.

Kreideformation.
- Senon,
- Turon,
- Cenoman,
- Gault,
- Neocom oder Hils, nebst Wealden.

Juraformation.
- Oberer oder weißer Jura (Malm),
- Mittlerer oder brauner Jura (Dogger),
- Unterer oder schwarzer Jura (Lias).

Triasformation.
- Keuper,
- Muschelkalk,
- Buntsandstein.

Paläozoische Formationsgruppe.

Permische Formation (Dyas).
- Zechstein,
- Rotliegendes.

Carbonische oder Steinkohlenformation.
Produktive Steinkohlenformation,
Culm und Kohlenkalk.
Devonische Formation (Old Red Sandstone).
Silurische Formation.
Cambrische Formation.
Präcambrische (algonkische) Formation.

Archäische Formationsgruppe.
Krystallinische (krystalline) Schieferformation.
Ur-Gneißformation.

B. Formationslehre.

Die Fundamentalformation.

Der Begriff eines Meeres, aus welchem sich die ersten Sedimente niederschlugen, setzt einen festen Boden voraus, auf welchem es sich ausbreiten konnte, Niederschläge erfordern ein Fundament, Sedimente, mögen sie aus chemischer Solution oder mechanischer Suspension resultieren, müssen ihr Material präexistierenden Gesteinen verdanken. Aus allen diesen Betrachtungen folgt, daß die ganze Reihe der sedimentären Formationen von einer noch älteren, nicht sedimentären Gebirgsformation, der Grund- oder Fundamentalformation, getragen werden muß, und diese kann nicht anders gedacht werden, denn als ursprüngliche Erstarrungskruste des einst glutflüssigen Erdballes und deren Panzerdecke (S. 46). Letztere stammt aus jener langdauernden Urzeit, in der sich die Wasser auf der noch dünnen und heißen Erstarrungsrinde noch nicht niedergeschlagen hatten, und baut sich aus unzähligen Massenergüssen von Magma auf, welches sich damals durch die Rindenschicht Bahn brach (Phase 4, S. 6).

Es erscheint zweifelhaft, ob diese primitive Kruste irgendwo an der Erdoberfläche unserer Beobachtung zugängig ist. Vielleicht müssen die untersten schwachflaserigen, einförmigen Gneißkomplexe und Lagergranite an der Basis der archäischen Formation als Zugehörige wenigstens der Panzerdecke angesprochen werden, doch selbst wenn wir von dieser Möglichkeit absehen, sind wir imstande, gewisse Schlüsse auf ihre minerochemische Zusammensetzung ziehen zu können. Die Masse unseres Erdballes, seine atmosphärische Hülle mit eingeschlossen, ist von Anfang an bis jetzt fast dieselbe geblieben; sein Material hat sich weder verringert, noch, wenn wir von der geringfügigen Substanzzuführung durch Meteoriten abstrahieren,

vermehrt. Neubildungen von Gesteinen beruhen vielmehr nur auf Umgestaltung von früher vorhandenen Felsarten mit Hilfe der Gewässer und Atmosphärilien, oder auf Erstarrung von glutflüssig emporsteigenden Gesteinsmagmen. Das Material jeder jüngeren sedimentären Formation geht somit aus der Zerstörung und Regenerierung älterer Schichten, sowie der Eruptivgebilde hervor, welche sich inzwischen hervorgedrängt haben. Die gesamte Schichtenreihe von dem ältesten Komplexe bis zu den Absätzen heutiger Gewässer verdankt deshalb die Hauptmasse ihres Materiales der Zerstörung und Verarbeitung der Fundamentalformation. Diese letztere muß deshalb die Summe der Substanzen enthalten haben, aus denen die sedimentäre Formationsreihe aufgebaut ist. Der vorwaltende Bestandteil der Gesamtheit unserer Sedimentärgesteine ist die Kieselsäure. Dieselbe nimmt in der Gestalt von Quarz (als Quarzit, Sandstein und Sand) oder verbunden mit Basen in der Form von Silikaten einen so vorherrschenden Anteil an der Zusammensetzung der Schichten, daß alle Basen zusammengenommen nur Bruchteile des Betrages dieser Säure sind. Beide aber entstammen zum größten Teil der Fundamentalformation der Erde, welche somit der Hauptmasse nach aus Silikaten und zwar der überwiegenden Kieselsäure wegen aus sauren Silikaten bestanden haben muß.

a) Die archäische Formationsgruppe.

(Das Urgebirge.)

Neuere Literatur über einige archäische Gebiete Deutschlands.

Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen (Erzgebirge): Blatt Geyer, Elterlein, Schwarzenberg, Annaberg, Marienberg, Zschopau, Lößnitz, Wiesenthal, Kupferberg, Zöblitz, Lengefeld, Sayda, Brand, Lichtenberg, Freiberg, Nassau, Altenberg, Glashütte, Dippoldiswalde, Fürstenwalde von A. Sauer, F. Schalch, J. Hazard, R. Beck und C. Gäbert.

H. Credner, Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung. Leipzig 1884; und Geologischer Führer durch das sächsische Granulitgebirge. Leipzig 1880.

G. Laube, Geologie des böhmischen Erzgebirges. Prag. I. 1876; II. 1887.

E. Dathe, Die Gneißformation des Kyffhäuser-Gebirges. Erläuterungen zu Blatt Kelbra. Berlin 1884.

C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges usw. Gotha 1879. S. 115—175, 308—376. — Ders., Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868. S. 165—417, 473—648 und 825—845.

F. Becke, Die Gneißformation des niederösterreichischen Waldviertels. Min. und petr. Mitteil. Bd. IV. 1881. S. 189 und 285.

J. Roth, Erläuterungen zur geognostischen Karte des niederschlesischen Gebirges. Berlin 1867.

E. Schumacher, Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 427.

E. Kalkowsky, Die Gneißformation des Eulengebirges. Leipzig 1878.

E. Dathe, Die Gneißformation am Ostabfalle des Eulengebirges. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1886. S. 176; — von Salzbrunn. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 13. 1892.

P. Groth, Das Gneißgebiet von Markirch im Ober-Elsaß. Abh. z. geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1877.

E. Cohen, Das obere Weilertal. Ebenda 1889.

H. Bücking, Das Grundgebirge des Spessarts. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1889. S. 28. — Der Nordwestliche Spessart. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 12. 1892. S. 1—121.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Straßburg 1881. S. 1—188.

A. Sauer, Gneißformation des Schwarzwaldes. Erläuterungen zu den Blättern Gengenbach, Hornberg, Schiltach, Triberg und Oberwolfach-Schenkenzell der geologischen Spezialkarte von Baden.

Die archäische Formationsgruppe besteht aus einer, wie es scheint, über 30000 m mächtigen Folge von **krystallinischen** Gesteinen, und zwar in ihrer unteren Hälfte vorwaltend aus Gneißen nebst ihnen eingelagerten Hornblendeschiefern, Quarziten und krystallinischen Kalksteinen, in ihren oberen Niveaus namentlich aus Glimmer-, Chlorit-, Talkschiefern und Phylliten. Recht charakteristisch für diese Formationen ist ihr Reichtum an gleichalterigen Erzlagerstätten. Tierische oder pflanzliche Reste sind in dem archäischen Schichtenkomplex nicht anzutreffen. In den Kalksteinen der Ur-Gneißformation glaubte man früher Reste sehr niedrig organisierter Tiere (Eozoon) erkannt zu haben, — eine Ansicht, welche jetzt widerlegt ist, — und schlug deshalb vor, die bis dahin als »azoisch« bezeichneten Schichtenkomplexe, weil in ihre Bildungszeit die Morgenröte organischen Lebens gefallen sei, »eozoische« zu nennen. Vor beiden Bezeichnungen verdient jedoch diejenige als »archäisch« den Vorzug, weil sie die noch offene Frage, ob zur Zeit der Ablagerung beider jener Formationen organisches Leben bereits existiert habe, gänzlich unberührt läßt.

Die archäische Formationsgruppe lagert auf der Erstarrungskruste und Panzerdecke der Erde auf, und wird von den vorwiegend klastischen

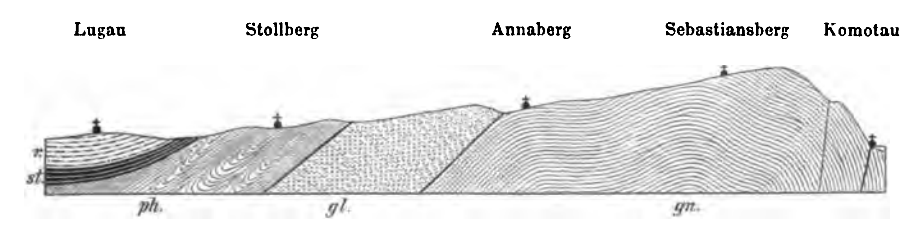


Fig. 159. Profil durch die archäische Formationsgruppe des Erzgebirges. *gn* Gneißformation, *gl* Glimmerschieferformation, *ph* Phyllitformation nach oben in das Präcambrium und durch dieses und das Cambrium in das Silur übergehend. Diskordant über letzteren *st* Steinkohlenformation und *r* Rotliegendes.

Schichtenkomplexen des untersten Paläozoicums konkordant oder diskordant überlagert, wodurch bewiesen wird, daß sie vor letzterem zur Ausbildung gelangt ist. Ihre Verbreitung scheint sich über das ganze Erdenrund zu

erstrecken, jedoch ist sie zum großen Teile durch Überlagerung jüngerer Formationen verborgen. Nach bereits angedeuteten petrographischen Unterschieden gliedert sich die archäische Gruppe in

II. die krystallinische Schieferformation,
I. die Ur-Gneißformation.

Die Ur-Gneißformation.

(Laurentische Formation Nordamerikas.)

Petrographischer Charakter. Die Ur-Gneißformation, die älteste unseren Beobachtungen zugängige Gesteinsgruppe, baut sich wesentlich aus Komplexen von Gneißen auf, welche durch Abänderungen in ihrer Struktur auf der einen Seite in die entsprechenden Schiefer, auf der anderen Seite in granitische Gesteine übergehen oder mit solchen wechsellagern. Untergeordnet, aber durch ihre gleichmäßige Wechsellagerung mit den Gneißen zur Deutlichkeit der tektonischen Verhältnisse dieser Formation viel beitragend, treten außerdem zwischen den herrschenden Gneißen die mannigfaltigsten Amphibolite, krystallinischer Kalkstein, Dolomit, Quarzit, Serpentin, Magneteisenstein und Graphit in Lagern und Linsen von größerer oder geringerer Mächtigkeit auf, an deren Konturen sich die Gneißschichten anschmiegen.

Die zahlreichen Varietäten des Gneißes lassen sich petrographisch in zwei Hauptgruppen, die Glimmer- und Hornblende-Gneiße, zusammenfassen, je nachdem außer Feldspat und Quarz entweder Glimmer oder Hornblende als dritter wesentlicher Gemengteil vorhanden ist. Das gewöhnlichste, in allen Verbreitungsgebieten vorwaltende der feldspatreichen archäischen Gebirgsglieder ist der Glimmergneiß in allen seinen durch Abänderung des Gefüges bedingten, in dem petrographischen Teile dieses Lehrbuches Seite 255 bis 258 bereits beschriebenen Modifikationen. Man hat deshalb besonders flaserige, schieferige, lagenförmige, körnelige, schuppige, dichte Gneiße, sowie Augengneiße zu unterscheiden. Je nachdem vorwiegend Magnesiaglimmer oder ausschließlich Kaliglimmer an der Zusammensetzung dieser Gneiße teilnehmen, trennt man letztere in Biotitgneiße und Muscovitgneiße. Die Zahl dieser Varietäten wird noch dadurch vermehrt, daß, ähnlich wie Hornblende, auch Augit, Chlorit, Talk und Graphit für den Glimmer eintreten, gewissermaßen vikarieren können. Infolge davon erscheinen neben

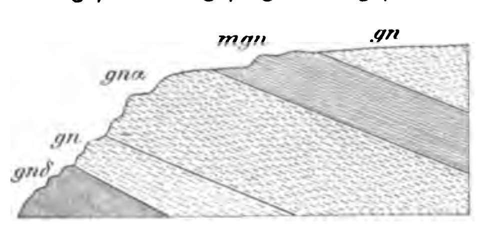


Fig. 160. Wechsellagerung von Biotitgneiß (*gn*), Muscovitgneiß (*mgn*), Augengneiß (*gna*) und dichtem Gneiß (*gnd*) am rechten Gehänge der Pockau im Erzgebirge. Nach *J. Hazard*.

dem Hornblendegneiß, freilich meist nur untergeordnet, Augit-, Chlorit-, Talk- und Graphitgneiß in zonenartiger Wechsellagerung mit dem Glimmergneiß. Auch Cordierit kann sich als wesentlicher Gemengteil zu Quarz, Feldspat und zurücktretendem Glimmer gesellen und dann mit diesen Cordieritgneiß bilden.

Durch Zunahme des Glimmers nimmt der Gneiß immer schieferigere Struktur an und geht durch gleichzeitiges Zurücktreten des Feldspates und Quarzes in Gneißglimmerschiefer und in Glimmerschiefer über. Auf der anderen Seite kann der Gneiß seine Parallelstruktur fast vollständig verlieren, indem die Glimmerblättchen in den Hintergrund treten und eine ziemlich regellose Lage annehmen. Infolge dieser Veränderung des Gefüges geht der normale Gneiß in grobflaserigen Granitgneiß über, welcher dann in mächtigen Parallel- oder Lentikulärmassen zwischen dem Gneiße eingelagert und durch Übergänge mit ihm eng verknüpft ist. Die nämlichen Erscheinungen sehen wir sich bei den Hornblendegneißen wiederholen. Außer diesen nur schwach flaserigen, körnigen Gneißen können der Gneißformation auch typische Granite lagerartig eingeschaltet sein (Lagergranite) oder in Gestalt unregelmäßig umgrenzter, randlich mit dem Gneiß durch sich einstellende und zunehmende Flaserung innig verflößter Gebirgsglieder auftreten, welche dann ebenfalls integrierende Teile der archäischen Gneißformation bilden.

Eine gewissen Gneißen nahe verwandte Gesteinsgruppe ist diejenige der Granulite (S. 258), die sich z. T. in Form untergeordneter, regelmäßiger Lager zwischen die Gneiße einschieben, wie im Schwarzwald, im Eulengebirge, im Egertale und im ostbayerischen Grenzgebirge (Fig. 161), aber auch weite Verbreitungsgebiete für sich allein einnehmen können. Als Typus eines solchen kann das sächsische Granulitgebirge zwischen Glauchau und Roßwein gelten. Dasselbe baut sich auf aus einem System von regelmäßigst in Bänken und dünnen Lagen abwechselnden weißen, granatführenden und dunklen, biotitreichen Granuliten, welchen bank- und linsenförmige Platten von Pyroxengranulit (S. 265), ferner mächtige Lager von Serpentinen und Flasergabbro, sowie Cordieritgneiße eingeschaltet sind. Durch Verlust seiner ausgezeichneten Parallelstruktur geht der Granulit in einen dann für größere Strecken herrschenden massigen, kleinkörnigen, glimmerarmen Biotitgranit über.

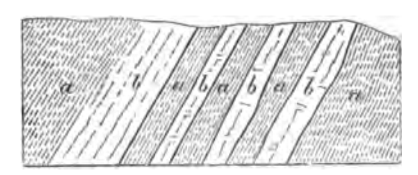


Fig. 161. Gneiß *a* und Granulit *b* in regelmäßiger Wechsellagerung bei Rödenbach im ostbayerischen Grenzgebirge. Nach *Gümbel*.

In Schottland und Skandinavien spielt die Hälleflinta eine nicht unbedeutende Rolle als Gestein der Gneißformation. Dieselbe ist als eine

sehr feinkörnige, dicht erscheinende Modifikation der Gneiß-Granulit-Gesteinsreihe zu betrachten.

Es steht außer Zweifel, daß die Gneiße der archäischen Gneißformation genetisch sehr verschiedenwertige Gebilde vorstellen. So repräsentieren die Komplexe von normalflaserigen Varietäten dieser Gesteinsgruppe, welche mit Kalksteinen, Quarziten, Graphitschiefern und Erzlagern, sowie mit krystallinen Grauwacken durch Wechsellagerung in inniger Verknüpfung stehen, eine metamorphische Fazies ursprünglich normaler Schichtgesteine (S. 313), — während andere mächtige Reihen von stengeligen und grobflaserigen Gneißen und Augengneißen nichts als Modifikationen archäischer Eruptivgranite sind, deren Parallelstruktur entweder eine primäre oder protoklastische (S. 287), oder aber eine sekundäre, erst durch spätere dynamometamorphische Einflüsse erworbene ist. Nicht selten ist die Verknüpfung solcher Gneiße mit archäischen Graniten Schritt für Schritt zu verfolgen. Gleicher Entstehung sind die den ersteren eingelagerten Olivingesteine, Serpentine, Amphibolite und Flasergabbros. Auch von den Granuliten dürfte ähnliches anzunehmen sein. Jedenfalls aber haben bei der Entstehung der Parallelstruktur in vielen solchen archäischen Eruptivmassen primäre, also vor Festwerdung der letzteren sich vollzogen habende Vorgänge die Hauptrolle gespielt.

Unter den zahlreichen untergeordneten Gebirgsgliedern der Ur-Gneißformation, welche der letzteren als schlanke oder plumpe Linsen von sehr schwankenden Dimensionen eingeschaltet sind, sind hervorzuheben: die Amphibolite, welche durch Schwankungen in ihrer Zusammensetzung und Struktur eine höchst mannigfaltige Reihe von Modifikationen bilden, z. B.: Plagioklas-, Granat-, Diallag-, Zoisit-, Biotit-, Salit-Amphibolite, und bei diesen wiederum schieferige und körnige Varietäten. Der Nephrit, ein dichter Strahlsteinschiefer, bildet im Kuenluen, auf Neuseeland, im niederschlesischen Gebirge*) Einlagerungen zwischen Gneißen, Granuliten, Gabbro, Amphibolit und Serpentin. Mit den Amphibolschiefern innig vergesellschaftet tritt im sächsischen Granulitgebirge, in Niederösterreich, im Fichtelgebirge, Eulen- und Zobtengebirge, in Norwegen u. a. O. Flasergabbro (Olivingabbro, Saussuritgabbro) in linsenförmigen Einlagerungen auf. In ähnlicher Lagerungsform, wie solche namentlich auch bei den Amphiboliten ausgeprägt ist (Fig. 162),

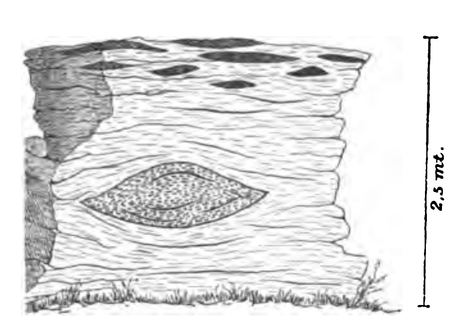


Fig. 162. Größere Linse von Amphibolit und zahlreiche kleinere Linsen von Muscovitgneiß im grauen (Biotit-)Gneiß, bei Elterlein im Erzgebirge. Nach *Sauer*.

*) H. Traube, N. Jahrb. III. Beil.-Band. 1885. S. 412.

stellt sich z. B. im Erz- und Fichtelgebirge Eklogit, ferner im Eulen- und Fichtelgebirge, in Niederösterreich, Schweden und Norwegen Olivinfels und zwar Granat-, Enstatit- und Bronzitolivinfels, endlich ebendort, sowie im Erzgebirge und sächsischen Granulitgebirge Serpentin in mächtigen, z. T. dünnplattigen Zwischenlagern ein.

Krystallinischer Kalkstein bildet mächtige Komplexe zwischen dem Gneiß, zeichnet sich durch seine krystallinisch körnige Struktur, sowie durch seinen Reichtum an accessorischen Mineralien, vor allem an Granat, Epidot, Apatit, Zirkon, Turmalin, Flußspat, Graphit, Kupferkies und Schwefelkies, Magneteisenstein, Titaneisenstein, Zinkoxyd aus. Viele dieser krystallinischen Kalksteine sind dolomitisch, seltener sind reine Dolomite. Sie sind zum Teil auf das deutlichste gebankt, wechseln mit Lagen von Quarzit und Hälleflinta ab, erhalten zuweilen eine bandartige Parallelstruktur durch das zonenweise Auftreten der erwähnten accessorischen Mineralien, hauptsächlich von Graphit, Serpentin, Pyroxen, Tremolit und Apatit. Zwischen Gneiß und Kalkstein findet oft eine enge Verknüpfung durch Wechsellagerung von schwächeren Gneiß- und Kalksteinlagen statt. Ebenso treten körnige und



Fig. 163. Graphitlager bei Wolmersdorf in Niederösterreich. Nach *v. Hauer*.
1 Quarzitschiefer, *2* körniger Kalkstein, *3* Hornblendeschiefer, *4* Glimmerschiefer, *I—V* Graphitlager.

schieferige Quarzite in Form von zum Teil recht mächtigen Einlagerungen innerhalb der metamorphen Gneißreihe auf, während Graphit, und zwar entweder ziemlich rein oder mit Biotit und Quarz stark gemengt und dann häufig schieferig, flötzartige Zwischenlager und Linsenzüge bildet (Fig. 163) oder sich mehr oder weniger reichlich dem Gneiße selbst beimengt. Die mit Granuliten vergesellschafteten bituminösen Mikroklinschiefer des Nullaberges in Schweden (Fig. 164) enthalten als primären Gesteinsgemengteil bis über erbsengroße Klümpchen einer schwarzen humusartigen Substanz (Huminit) und sind außerdem sekundär von Asphalt imprägniert*).

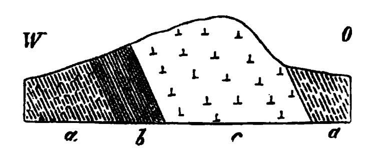


Fig. 164. Bituminöses Gestein von Vermland in Schweden.
a roter Gneiß, *b* bituminöse Mikroklinschiefer (über 15 m mächtig) und Granulit, *c* Hyperit des Nullaberges.

In den krystallinischen Kalksteinen Canadas, Schottlands und Bayerns kommen in verworren übereinander liegenden Nestern von über Kopfgröße parallel wellige, unregelmäßig konzentrische, mit Lagen von körnigem Kalke

*) A. E. Törnebohm, N. J. f. Min. 1888. II. S. 1.

abwechselnde Bänder und Streifen von Serpentin vor (Ophicalcite). Diese gebänderten Serpentinballen haben Carpenter und Dawson als Reste einer riesigen, von ihnen Eozoon genannten Foraminifere, und die Kalksteinlager, in welchen sie angehäuft sind, als den neueren Nummulitenkalken analoge Foraminiferenriffe ansprechen zu dürfen geglaubt. Der organische Ursprung des sog. Eozoon ist jedoch jetzt widerlegt*).

Als sehr gewöhnlicher accessorischer Gemengteil der Gneiße, und zwar vor allem der Hornblendegneiße, ist Magneteisenstein denselben in feinen Körnchen eingestreut. Manche Glieder der Gneißformation, mögen sie nun aus Gneiß oder aus ihm verwandten Gesteinen bestehen, sind dadurch als erzführende Gesteinszonen ausgebildet, daß ihre Gesteinsmassen oft in meilenweiter Erstreckung mehr oder weniger reichlich mit Erzteilchen imprägniert erscheinen. Solche dem Streichen der Formation parallele erzhaltige Zonen heißen Fahlbänder. Die Mineralien, welche gewissermaßen wie Wolken von Erzpartikelchen in das Gestein eingesprengt zu sein pflegen und auf diese Weise Veranlassung zur Bildung von Fahlbändern geben, sind hauptsächlich Magneteisenerz, ferner Schwefelkies, Kobaltkies, Kupferkies und Zinkblende. Als derartige Erscheinungen sind z. B. zahlreiche Magneteisensteinimprägnationen in Skandinavien, Schottland und Nordamerika, und die Kupferkies-, Magnetkies- und Zinkblende-Fahlbänder von Kongsberg anzuführen. Innerhalb derselben kann eine Konzentration der fein eingesprengten Erzteilchen zu derben, lentikulären, flötzartigen oder unregelmäßig gestalteten, also stockförmigen Erzlagerstätten, namentlich von Magneteisenerz, aber auch von Schwefelkies, Magnetkies und Kupferkies stattfinden. Die Gneißdistrikte von Skandinavien, von Canada und New York liefern Beispiele für solche Vorkommnisse.

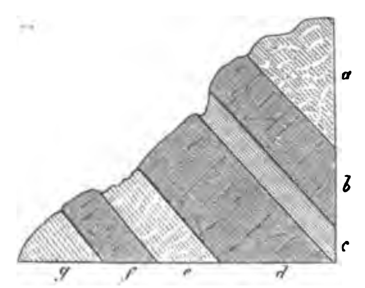


Fig. 165. Magneteisensteinflötze der King Mine in New Jersey. Nach *Würtz*.
a ausgezeichnet flaseriger Gneiß, *b* Magneteisenstein mit Apatit 1,3 m, *c* Glimmerschiefer, *d* Magneteisenstein mit Apatit 3 m, *e* Gneiß, *f* Gemenge von Magneteisen, Feldspat und Quarz, *g* Gneiß.

Ähnliche Erzlagerstätten können sich auch einstellen, ohne an Fahlbänder gebunden zu sein. Sie bilden dann selbständige Glieder der Gneißformation und haben entweder die Form regelmäßiger Flötze oder diejenige lentikulärer Einlagerungen. Im ersteren Falle sind die Grenzflächen solcher Erzlagerstätten nicht selten sehr scharf ausgeprägt und können meilenweit die größte Parallelität, sowohl unter einander, wie mit den angrenzenden Gneißgesteinen innehalten (Fig. 165). In ihren Lagerungsverhältnissen entsprechen sie dann vollkommen Flötzen

*) K. Möbius, Der Bau des Eozoon Canadense. Mit 18 Tafeln. Palaeontographica. Cassel 1878.

von Eisenoolith zwischen den Schiefertonen jüngerer Formationen. Am gewöhnlichsten, so in Schlesien (z. B. bei Schmiedeberg), im Erzgebirge, im Bayerischen Wald, in Schweden (Dannemora, Persberg, Gellivara), in den atlantischen Staaten von Nordamerika, tritt Magneteisenstein, bei Bodenmais in Bayern, in Canada und Skandinavien aber auch Roteisenerz, Kupferkies und Schwefelkies unter den eben beschriebenen Verhältnissen auf. Außerdem sind Lagerstätten von Rotzinkerz, Willemit und Franklinit bei Franklin in New Jersey als accessorische Bestandmassen des archäischen Kalksteines oder als flötzartige Einlagerungen in demselben bekannt.

Die Urgneiße des Bayerischen Waldes gliederte Gümbel in die untere oder bojische und die obere oder hercynische Gneißformation, — erstere besteht wesentlich aus bunten, rötlichen Gneißen, Granitgneißen und Lagergraniten, letztere vorwiegend aus grauen Gneißen mit Einlagerungen von Cordieritgneiß, Hornblendegesteinen, Eklogit, Serpentin, krystallinischem Kalkstein u. a.

Mächtigkeit und tektonische Verhältnisse. Die größte Mächtigkeit der in ihrem petrographischen Charakter oben kurz geschilderten Ur-Gneißformation beträgt in Canada über 10000 m, in Bayern etwa 30000 m. — Stellen sich auch dem Studium der tektonischen Verhältnisse der Ur-Gneißformation infolge der Unbeständigkeit der petrographischen Eigentümlichkeiten ein und derselben Gesteinszone, ferner infolge der steilen, oft vertikalen Aufrichtung der Bänke, Platten und Lagen bedeutende Schwierigkeiten entgegen, so dürften doch dieselben auf zwei Hauptlagerungsformen zurückzuführen sein. Die eine, z. B. im Gneißgebiete des Erzgebirges, sowie im sächsischen Granulitgebirge, ferner in dem der Umgebung von Bergen erkannte läßt sich als eine kuppelförmige, die zweite in Canada, Brasilien und in zahlreichen Distrikten Skandinaviens vertretene als eine ausgedehnte, weit fortsetzende, zonenartige Lagerung bezeichnen. Im ersteren Falle zeigt sich in den mittleren Regionen eines jeden derartigen Gneißterrains eine nahezu schwebende, wenigstens sehr flache Schichtenlage, während sich nach den Grenzen zu eine steilere Stellung mit nach außen gerichtetem Fallen geltend macht (vergl. Fig. 159). Bei zonenartigen Lagerungsverhältnissen stehen die mannigfachen Schichtenkomplexe in einseitig

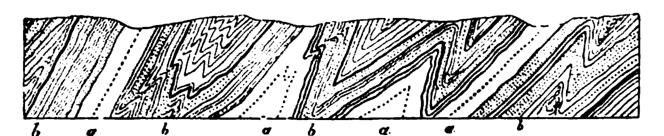


Fig. 166. Tektonische Verhältnisse der Ur-Gneißformation der Gegend von Grenville, Canada. Nach *Logan*.
a krystallinischer Kalkstein, *b* Gneiß und Quarzit.

aufgerichteter, selbst vertikaler, in synklinaler oder antiklinaler, ja, wie in den Zentralalpen, in fächerförmiger Stellung nebeneinander (Fig. 166).

Dergleichen Schichtenzonen der Ur-Gneißformation besitzen oft sehr bedeutende Ausdehnung. So erstreckt sich die brasilianische Gneiß- und Glimmerschieferformation in nordöstlicher Richtung über 250 geographische Meilen weit, während ein 64 Meilen langes Profil quer durch die Andeskette, wenige Grade nördlich vom Äquator in seiner ganzen Ausdehnung vertikal oder fast vertikal stehende Schichten der Gneißformation zeigt. Die Gneißzone, welche das geologische Skelett des appalachischen Gebirgssystemes und somit der ganzen östlichen Hälfte des nordamerikanischen Kontinentes bildet (laurentische Formation), erstreckt sich vom Staate Georgia aus bis nach der Mündung des Lorenzstromes und besitzt somit eine Länge von etwa 300 deutschen Meilen.

Lagerungsverhältnisse der Ur-Gneißformation zu den übrigen Formationen. Die Ur-Gneißformation ist, wie bemerkt, die unterste unserer Beobachtung zugängige Gesteinsgruppe. Das Fundament, auf dem sie ruht oder mit welchem sie nach unten zu verschmolzen ist, wird voraussichtlich die von Massenergüssen umpanzerte Erstarrungskruste der Erde sein, während sie selbst als Basis der krystallinischen Schiefer und paläozoischen Formationen zu betrachten ist.

Bei dem Mangel an organischen Resten, welche als Fingerzeig für die geologische Stellung der Ur-Gneißformation dienen könnten, sind in dieser Hinsicht deren Lagerungsverhältnisse zu den ältesten versteinerungsführenden Schichten maßgebend. In der Tat sehen wir die archäischen Gneiße in manchen Gegenden, so z. B. im Erzgebirge und im Bayerischen Walde, direkt und gleichförmig von den nächst jüngeren krystallinischen Schiefern überlagert, welche nach oben zu wiederum in altpaläozoische Schichten übergehen, so daß eine konkordante Aufeinanderfolge vom Gneiß bis zum Paläozoicum vorliegt (vergl. Fig. 159, S. 371). In anderen Gebieten werden Gneißkomplexe, nachdem sie mehr oder weniger steil aufgerichtet und gefaltet und dann oberflächlich denudiert worden waren, diskordant vom Präcambrium oder Cambrium überlagert, so z. B. in Skandinavien, in Schottland, in den Alleghanies (Fig. 167). Derartige Verbandsverhältnisse beweisen das präpaläozoische Alter der Gneißformation.

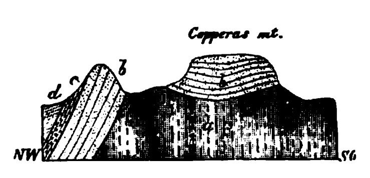


Fig. 167. Cambrium (*b*, *c*, *d*) diskordant auf archäischen Hornblendegneißen (*a*). Copperas Mt., New Jersey. Nach *Cook*.

Die **Verbreitung** der Ur-Gneißformation ist eine sehr allgemeine. In allen größeren Länderkomplexen, von welchen wir überhaupt geologische Kenntnisse besitzen, tritt dieselbe und zwar mit konstanter Gleichförmigkeit ihres Gesamtcharakters auf. Ein großer Teil des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, des Kyffhäusergebirges, des Riesengebirges, Böhmens, des Spessarts, des Odenwaldes und des Schwarzwaldes besteht aus Gliedern der Gneiß-

formation. Von dem südwestlichen Böhmen aus erstreckt sich eine Schichtenzone über den Böhmer und den Bayerischen Wald bis zur Donau, welche zum großen Teile dem Ur-Gneiße angehört. Dasselbe Alter kommt dem sächsischen Granulitgebirge zu, welches sich in Form einer elliptischen Kuppel am Nordabfalle des Erzgebirges zwischen Glauchau und Roßwein ausdehnt. Gleichalterige Gneiße setzen z. T. die Zentralalpen zusammen, ebenso sind sie in Schottland und auf den Hebriden, in Wales und Cornwall, am großartigsten in Europa jedoch in Skandinavien und Finnland verbreitet. In Nordamerika treten archäische (laurentische) Gneiße in zwei Zonen zu Tage, deren nördliche sich aus der arktischen Region in südöstlicher Richtung bis zum oberen Mississippi und von da in östlicher Richtung durch Minnesota und Wisconsin nach dem Superior-, Huron- und Ontario-See und nördlich vom Lorenzstrome hin bis zum atlantischen Ozeane erstreckt. Die andere, die appalachische Gneißzone, beginnt an dem Südufer der Lorenzmündung, läuft in südwestlicher Richtung parallel dem Gestade des Meeres durch sämtliche atlantische Staaten bis nach Alabama hinein. Außerdem treten noch einige isolierte Gneiß-Areale westlich vom Mississippi zu Tage. In Südamerika besitzt die Gneißformation in dem brasilianischen Küstengebirge, in Venezuela und den Andes eine enorme Verbreitung. Auch in Afrika (Guinea, Goldküste, Kamerun, am Congo, Oranje und Zambesi, in Abyssinien), in den Hochgebirgen Asiens, in China, Japan und Bengalen ist dieselbe nachgewiesen, endlich besteht der größte Teil von Grönland, soweit dieses bekannt und eisfrei ist, aus Gneißen.

Die krystallinische (krystalline) Schieferformation.

Auf den Ur-Gneißen lagert die krystallinische Schieferformation und besteht aus einer über 8000 m mächtigen Schichtenreihe von vorwaltenden Glimmerschiefern und Glimmerphylliten mit eingelagerten Quarziten, Amphiboliten, Gneißen, krystallinischen Kalksteinen und zahlreichen Erzlagerstätten, welche dieser Schichtengruppe eine bedeutende technische Wichtigkeit verleihen. Es sind also zum Teil dieselben Gesteine, wie sie bereits in der Ur-Gneißformation auftreten, jedoch herrschen jetzt die schieferigen, also an Feldspat armen bis freien, vor den körnigen, flaserigen, feldspatreichen vor, während früher das umgekehrte Verhältnis stattfand.

Petrographischer Charakter. Die Hauptgesteine der krystallinischen Schieferformation sind zu unterst Glimmerschiefer und darüber Glimmerphyllit. Ersterer ist stets ausgezeichnet geschichtet und besteht zuweilen fast allein aus zum Teil bis quadratzollgroßen Schuppen von lichtem Kaliglimmer oder dunklem Magnesiaglimmer (Muscovitschiefer und Biotitschiefer oder heller und dunkler Glimmerschiefer). In anderen Fällen ist er so quarzreich, daß er sich dem Quarzite nähert, und endlich geht

er zuweilen durch Aufnahme von Feldspat in Gneißglimmerschiefer und Gneiß über. Nicht selten treten im Glimmerschiefer knoten- und flach linsenförmige Nester von Quarz auf, welchen sich die Lagerung dieses Glimmergesteines anschmiegt, wodurch dasselbe eine großflaserige Struktur erhält. Von accessorischen Bestandteilen sind Feldspat, Staurolith, Hornblende und Turmalin häufig. Ganz konstant aber pflegt Granat im Glimmerschiefer aufzutreten. Nimmt dessen Menge sehr zu, so entsteht Granatglimmerfels. Wird der Glimmer durch Chlorit oder Talk verdrängt, so gelangen Chlorit- und Talkschiefer zur Ausbildung, welche meist untergeordnet zwischen den Glimmerschiefern, oft aber auch als selbständige mächtige Schichtenkomplexe auftreten, so am Großglockner und Monte Rosa, im Ural und in Brasilien, so in den südlichen atlantischen Staaten Nordamerikas; wird endlich der Glimmer durch Schuppen von Eisenglanz ganz oder teilweise vertreten, so entstehen Lager von Eisenglimmerschiefer, wie sie in dem Schichtenbaue Brasiliens eine Rolle spielen.

Der Glimmerphyllit setzt in den meisten Schiefer-Territorien die oberen Niveaus dieser Formation zusammen. Er pflegt reich zu sein an Linsen, Knauern, Knoten und Adern von Quarz, welche oft von chloritischen Wolken und Schmitzen durchzogen und von Feldspat durchwachsen sind. Als besondere Varietäten des glimmerigen oder glimmerglänzenden Phyllites sind hervorzuheben: Quarzphyllit, bestehend aus schichtenartiger, oft feinster Wechsellagerung von Quarz und Phyllit, — Feldspatphyllit, ausgezeichnet durch seine Führung von Albitkörnern, — Kalkphyllit mit Calciteinsprenglingen, — Ottrelithphyllit und Chloritoidphyllit, reich an Ottrelith- und Chloritoidblättchen. An Stelle des Phyllites können ebenfalls höchst mannigfaltig ausgebildete Sericitschiefer treten. Durch

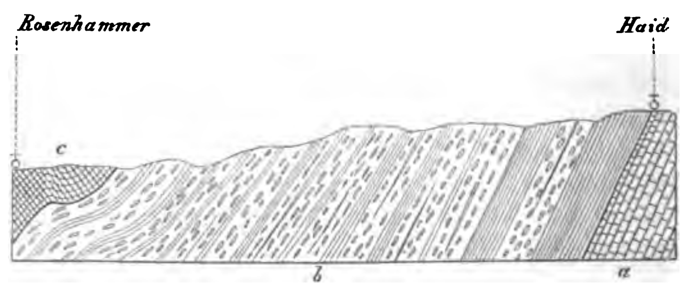


Fig. 168. Profil aus dem krystallinischen Schiefergebirge des Fichtelgebirges. Nach *Gümbel*. *a* Quarzitschiefer, *b* Phyllit, wechsellagernd mit Phyllitgneiß, *c* Phyllit.

Zunahme der Feldspateinsprenglinge gehen aus den Feldspatphylliten und -sericitschiefern Phyllitgneiße hervor (vergl. Fig. 168), so im Böhmer Wald, Fichtelgebirge und Erzgebirge.

Eine wichtige Rolle spielen die Quarzite in der krystallinischen Schieferformation, welche dickbankig oder plattig, glasig oder körnig sein können, und durch Überhandnehmen der schieferigen Struktur, die namentlich durch Glimmer-, Talk- oder Sericitbeschläge auf den Schichtungsflächen hervorgebracht wird, in Quarzitschiefer übergehen können. Zu diesem steht der Itacolumit in einem sehr nahen verwandtschaftlichen Verhältnisse, indem er eine Quarzitvarietät repräsentiert, deren Biegsamkeit auf der gelenkartigen Verzahnung der einzelnen Quarzkörner beruht. Er ist in Brasilien, wo er seine Hauptentwickelung findet, das Muttergestein von Diamanten. Unter ähnlichen Verhältnissen wie die Quarzite erscheinen innerhalb mancher krystallinischen Schiefergebiete von Kohlenstoff schwarzgefärbte Graphitoidschiefer.

In der Glimmerschieferformation des Erzgebirges treten bei Obermittweida und Wiesenthal in gewissen Bänken von feinkörnigem Gneiß und krystallinischer Grauwacke scharf umrandete, z. T. kugelrunde Gerölle von verschiedenartigen Gneißen, Quarziten und krystallinischem Kalkstein auf und bilden dann förmliche Konglomerate*).

Häufige und zum Teil sehr mächtige Einlagerungen im Gebiete der krystallinischen Schieferformation bilden grobkrystallinische bis feinkörnige Kalksteine, Dolomite und dolomitische Kalksteine von weißer, rötlicher oder grauer Färbung und mehr oder weniger regelmäßiger, weitläufiger oder enger Schichtung. In Verbindung mit ihnen stehen nicht selten Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite, welche nicht nur an vielen Lokalitäten mit den Kalksteinen zu wechsellagern pflegen, sondern auch deutliche Übergänge in diese verfolgen lassen, indem die dünnen Lamellen oder Membranen von Phyllit oder von Glimmer, Chlorit oder Talk, welche die einzelnen Kalklagen trennen, nach und nach vollständig verschwinden. Amphibolite und zwar zum Teil feldspatführende oder chloritische Hornblendeschiefer, sowie Augit-, Biotit-, Epidot- und Granat-Amphibolite von körniger, flaseriger, gebänderter und schieferiger Struktur, ferner Aktinolithschiefer, sind ebenfalls häufige Erscheinungen, z. B. am sächsischen Granulitgebirge, im Erzgebirge, im Fichtelgebirge, im Bayerischen Walde. Schmitzen und Linsen, sowie auch Flötze von Graphitschiefern sind nicht selten den Glimmerschiefern Europas und Nordamerikas zwischengelagert. Auch Serpentine, z. T. mit Trümern und Nestern von Chromeisenerz, sind in manchen dieser Terrains häufig, so im Ural, in Skandinavien, Schottland, in Schlesien, wo sie z. T. in Verbindung mit schieferigem Olivinfels (so bei Fatmomak in Jemtland) als weitausgedehnte, aber nicht sehr regelmäßige Lager vorkommen.

---

*) A. Sauer, Erläuterungen zur Sektion Elterlein. 2. Aufl. Leipzig 1901. S. 25 und 35.

Magneteisenstein und Roteisenstein können zwischen den Talk- und Glimmerschiefern mächtige Lager bilden, welche die Gestalt flach linsenförmiger Nester oder ausgedehnter Flötze besitzen. Unter ähnlichen Lagerungsverhältnissen, wenn auch seltener, treten Schwefelkies und Kupferkies und dann gewöhnlich vergesellschaftet auf. In diesem Falle ist die teilweise Sonderung der Schwefelkiese und Kupferkiese in verschiedene, bei aufgerichteter Stellung der Schichten übereinander liegende Etagen bemerkenswert, deren untere aus vorwaltendem Kupferkies, deren obere meist aus Schwefelkies besteht. Zu den großartigsten Vorkommen dieser Art gehören die Kupfererzlagerstätten von Ducktown in Tennessee (Fig. 169). Dieselben sind ausgedehnte, über 500 m lange und bis 150 m mächtige Imprägnationszonen von Kupferkies- und Schwefelkieseinsprenglingen mit lentikulärem, massivem Erzkerne, welche in einer gewissen von Virginia durch Tennessee bis Georgia verfolgbaren Zone staffelartig voreinander liegen. Allen diesen lentikulären Lagerstätten ist die Anordnung der sie bildenden Mineralien zu vier durchaus verschiedenen Horizonten gemeinsam, von denen die beiden obersten *a* und *b* als Produkte des Zersetzungsprozesses von seiten der Atmosphärilien auf die geschwefelten Erze zu betrachten sind und aus Brauneisenstein und oxydischen Kupfererzen bestehen, während der dritte *c* als die Etage des vorwaltenden Schwefelkieses und der tiefste *d* als die des Kupferkieses bezeichnet werden kann*).



Fig. 169. Kupfererzlagerstätte von Ducktown. (*H. Crd.*)
a Brauneisenstein-Ausgehendes (eiserner Hut), *b* Rotkupfererz-Malachit-Etage, *c* Schwefelkies-Etage, *d* Kupferkies-Etage, *e* Krystallinischer Schiefer, imprägniert von Erzpartikelchen.

Zuweilen führen die Einlagerungen von krystallinischem Kalk, Pyroxenfels und Amphiboliten mehr oder weniger reichliche Einsprenglinge, Nester und Schmitzen von Bleiglanz, Blende, Kupferkies und Eisenkies (z. B. Schwarzenberg im Erzgebirge), oder von Arsenkies (Reichenstein in Schlesien). Auch Spateisenstein tritt in Form unregelmäßig linsenförmiger Erzkörper im krystallinischen Kalke auf (Hüttenberg in Kärnthen).

Ein anderes nutzbares accessorisches Mineralvorkommen der krystallinischen Schieferformation ist das Gold. Die freilich meist sehr unbedeutende, also dann in technischer Beziehung unwichtige Goldführung fast aller Schieferdistrikte ist konstatiert und in manchen Gegenden Veranlassung zu einer ziemlich ausgedehnten bergmännischen Gewinnung geworden; so in den atlantischen Staaten Nordamerikas, vor allem in Virginia, den beiden

*) H. Credner, Berg- und Hüttenm. Zeitg. 1867. Nr. 1. — G. F. Becker, XVI. Ann. Rep. of the U. St. Geol. Survey. 1894—5. S. 289.

Carolinas und Georgia, woselbst das Gold auf dreierlei Weise auftritt. Zuerst in Gestalt dünner Drähte, zackiger Blättchen, kleiner arboreszierender Büschel und verzogener Krystalle, verteilt in der Masse oder auf den Schichtungsflächen gewisser, durch äußere Merkmale nicht zu unterscheidender Zonen der Talkschiefer, Quarzitschiefer, Itacolumite, Chlorit- und Glimmerschiefer. Außer in freiem Zustande kommt zweitens das Gold — und das ist am gewöhnlichsten der Fall — an Schwefelkies und dessen Zersetzungsprodukt, das Eisenoxydhyrat, gebunden, als Imprägnation oder in Gestalt linsenförmiger Lager von goldhaltigem Schwefelkies in den genannten Gesteinen vor. Endlich kann das Gold in einer Matrix von Quarz auftreten, der entweder die Gestalt flach linsenförmiger Nester oder flötzartiger Bänke annimmt, und in diesem entweder frei, allein für sich vorkommen, oder mit Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Tellurwismuth vergesellschaftet oder an Schwefelkies gebunden sein (H. Crd., N. J. 1867. S. 442).

Gliederung. Die krystallinische Schieferformation gliedert sich in zwei Unterabteilungen (vergl. Fig. 159):

2. zu oberst die **Phyllitformation,** vorwaltend stark glimmerglänzende Phyllite (Glimmerphyllite) mit eingelagerten Feldspatphylliten, Phyllitgneißen, Sericitgneißen, Sericitschiefern, Quarzphylliten, Quarziten, Kalksteinen, Hornblendeschiefern. Nach oben matter, glanzloser werdend, sich dadurch dem Tonschiefer nähernd und dann in das Praecambrium z. B. Thüringens, des Vogtlandes, Erzgebirges und Fichtelgebirges ganz allmählich übergehend.

1. zu unterst die **Glimmerschieferformation,** vorwaltend Glimmerschiefer (helle und dunkle Gl., Granat-, Quarzit-, Kalkglimmerschiefer) mit eingelagerten Amphiboliten (Plagioklas-, Granat-, Augitamphibolite, Hornblendeschiefer), Chloritschiefern, Talkschiefern, Erzlagern, krystallinischen Kalksteinen, Quarziten, Gneißglimmerschiefern, roten und zweiglimmerigen Gneißen.

Die **tektonischen Verhältnisse** der krystallinischen Schieferformation sind, ähnlich wie die der Gneißformation, häufig höchst verwickelter Art. Beide eben genannte Formationen treten meist in Verbindung miteinander als langgestreckte Zonen oder als isolierte Territorien von unregelmäßig abgerundeten Konturen innerhalb des Gebietes jüngerer Schichtengruppen zu Tage. Das Skelett dieser Inseln von archäischen Gesteinen bilden gewöhnlich Gneiße, dessen Ausfüllung hingegen und beiderseitige Flanken die krystallinischen Schiefer. Wird schon durch derartige Lagerungsverhältnisse ein mulden- oder muldenbuchtförmiger Bau bedingt, so wird dieser durch sich vielfach wiederholende Knickungen, also untergeordnete Synklinal- und Antiklinalbildungen, ferner durch bis ins kleinste gehende, zickzackähnliche Faltungen und Windungen der Schichten noch komplizierter. Tritt die

krystallinische Schieferformation rings um die Ränder einer Gneißkuppel auf, so findet gewöhnlich eine mantelförmige Umlagerung statt, wobei die Schiefer ebenso wie der Gneiß von innen nach außen fallen. In außerordentlicher Regelmäßigkeit ist dies am südwestlichen Rande der erzgebirgischen Gneißkuppel der Fall.

Die **Verbreitung** der krystallinischen Schieferformation ist eine etwas geringere als die der Gneiße. Das Ausgehende der krystallinischen Schiefer ist meist an die Ur-Gneißgebiete gebunden, wie bei Erläuterung der tektonischen Verhältnisse bereits erwähnt wurde. In Europa sind die bedeutendsten Verbreitungsgebiete der ersteren: der Ostabfall des Böhmer Waldes und des Bayerischen Waldgebirges, das Fichtelgebirge, der südwestliche Teil des Erzgebirges, die Umgebung des sächsischen Granulitgebirges, die Sudeten, Skandinavien, Schottland und die Sierra Nevada in Spanien; — in Nordamerika die sämtlichen atlantischen Staaten; — in Südamerika Brasilien, Venezuela und die Andes. Auch in Afrika, in Bengalen, Japan und China sind krystallinische Schiefer in zum Teil großer Ausdehnung nachgewiesen.

Intrusive Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete der archäischen Formationen. An zahllosen Punkten werden die archäischen Formationen von später emporgebrochenen Eruptivgesteinen durchsetzt und zwar namentlich von Graniten, Syeniten, Lamprophyren, Dioriten, Kersantiten, Diabasen und Quarzporphyren. Beispielsweise möge an die stockförmigen Granitlakkolithen des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, Ostthüringens, des Odenwaldes, des Schwarzwaldes und des böhmisch-bayerischen Waldes erinnert werden, welche infolge der Denudation ihrer ursprünglichen Bedeckung jetzt inselförmig aus dem Gebiete der Gneiße, der krystallinischen Schiefer sowie des älteren Palaeozoicums hervortreten und innerhalb dieser von Kontaktzonen umgeben werden (siehe S. 295). Da sich diese letzteren lokal auch noch auf das Untercarbon erstrecken und anderseits Gerölle dieser Granite und ihrer Kontaktgesteine sich im Rotliegenden finden, so muß die Eruption der ersteren während der mittel- und obercarbonischen Zeit stattgehabt haben.

Einige dieser Eruptivstöcke innerhalb archäischer Gebiete besitzen infolge ihres Erzreichtums erhöhtes Interesse. Dies gilt z. B. von den zinnerzführenden Graniten bei Geyer*). Die konkordant auf den erzgebirgischen Gneiß folgende Glimmerschieferformation jener Gegend wird von drei inselförmig an die Tagesoberfläche tretenden Granitstöcken durchsetzt, welche in der Tiefe zusammenhängen. Der dortige Granit zeichnet sich durch seinen Plagioklasreichtum, seine Topasführung und seine Glimmerarmut aus.

*) Alfr. Stelzner, Die Granite von Geyer und Ehrenfriedersdorf. Freiberg 1865. — F. Schalch und E. Weise, Erl. z. Sekt. Geyer d. geolog. Spez.-Karte von Sachsen. 2. Aufl. 1900

Bei seiner Eruption hat er Schollen des Nebengesteines umhüllt und so eine Grenzbreccie gebildet, zugleich aber in dem einen der drei Granitstöcke, und zwar dem »Stockwerke« von Geyer, nahe dem Kontakte mit dem Glimmerschiefer eine überaus großkrystallinische Struktur angenommen, so daß ein riesengranitischer Mantel »Stockscheider« genannt, den kleinkörnigen Granit des Zentrums umlagert. Dieser Geyersche Granitstock wird nun von sehr zahlreichen, 2 bis 10 cm mächtigen, zugförmig gruppierten Gängen durchschwärmt, welche zum Teil noch in den ihm benachbarten Glimmerschiefer fortsetzen und Quarz, Topas, Arsenkies und Zinnerz führen und auf beiden Seiten von mehrere Zoll breiten Imprägnationen (Zinnzwittern) begleitet werden. Außerdem durchziehen solche Zwitterbänder auch unabhängig von den Gängen die lokal in Greisen und Topasfels umgewandelte Granitmasse, welche auf diese Weise zu einer stockwerkartigen Zinnerzlagerstätte wird. Höchst merkwürdiger Natur sind die Verhältnisse des Granites von Zinnwald. Derselbe bildet eine flache Intrusivkuppel in dem bereits vor ihm erfolgten, also älteren Ergusse von Teplitzer Quarzporphyr. Innerhalb derselben sind auf Abkühlungsspalten, welche der Granitoberfläche und -böschung ungefähr konform verliefen, 12 somit flach glockenförmig über einander folgende Gänge der Zinnerzformation zur Ausbildung gelangt, welche aus Quarz, Lithionglimmer, Zinnstein, Wolfram und Flußspat zusammengesetzt werden. Das ganze Stockwerk wird außerdem noch von steilen zinnerzführenden Gängen durchsetzt. Beiderlei Gänge werden von lokal bauchig anschwellenden zinnsteinführenden Greisenzonen begleitet, welche aus der Umwandlung des granitischen Nebengesteines hervorgegangen sind*).

Als älteste Formation wenigstens teilweise sedimentären Ursprunges wurden die archäischen Komplexe von der Summe aller der Faltungen, Stauchungen und sonstigen Störungen betroffen, welche sich im Verlaufe sämtlicher späterer Perioden auf die Erdrinde äußerten und der Kontraktion des sich abkühlenden Erdballes zuzuschreiben sind. Jedoch beweist die vielerorts zu beobachtende ungleichförmige Überlagerung der archäischen Formationen durch noch heute in schwebender, also ursprünglicher Lage befindliches Präcambrium und Cambrium, daß die Aufrichtung der ersteren in vielen Arealen bereits vor Beginn der paläozoischen Periode, also am Ende des archäischen Zeitalters sich vollzogen hat.

Abgesehen von zum Teil höchst verwickelten Lagerungsverhältnissen hatten derartige tektonische Störungen in sehr vielen archäischen Territorien Spaltenbildungen und diese zum Teil beträchtliche Verwerfungen, ja weithin reichende Überschiebungen (z. B. im nordwestlichen Schottland

---

*) K. Dalmer, Erl. zu Sekt. Altenberg-Zinnwald d. geol. Spez.-Karte von Sachsen. Vergl. auch J. H. L. Vogt, Zeitsch. f. prakt. Geol. 1895. S. 145 und 470.

S. 329), namentlich aber die Bildung von **Erzgängen** im Gefolge, deren Ursprungszeit freilich nur in den seltensten Fällen festzustellen ist. Auf solche Weise wurde das Erzgebirge zu einem der berühmtesten Gangdistrikte. Das vorwaltend aus Gneiß gebildete Hochplateau des Erzgebirges ist, und daher stammt sein Name, die Heimat zahlreicher Erzlagerstätten, von denen einige Zinnerzvorkommnisse bereits oben Erwähnung gefunden haben. Unabhängig von diesen, sowie von zahlreichen Rot- und Brauneisensteingängen zieht sich von Meißen aus über Freiberg, Marienberg und Annaberg bis nach Joachimsthal eine, freilich lückenhafte Zone von Silber und Bleierz führenden Gängen in südwestlicher Richtung schräg über den breiten Rücken des Gebirges. Innerhalb dieser Zone bilden sie Gangzüge, Ganggruppen und zerstreute Gänge. Das wichtigste Erzgebiet ist gegenwärtig noch das der Umgegend von Freiberg*). In der dortigen Gneißkuppel setzen sehr verschiedenartige und zugleich verschiedenalterige Gänge auf: 1. die ältesten derselben, die Gänge der edlen Quarzformation, von denen dort über 150 bekannt sind, bestehen vorherrschend aus weißem Quarz, Nebengesteinsbruchstücken und neben diesen aus Silbererzen, also vorzugsweise Rotgültig, Glaserz, gediegen Silber, Melanglanz u. a.; 2. der kiesigen Bleierzformation (über 300) aus Quarz, Bleiglanz, Blende, Schwefelkies, Kupferkies, Arsenkies bestehend; 3. der edlen Bleierzformation (etwa 400) aus Braunspat, Manganspat, Quarz und silberhaltigem Bleiglanz, zuweilen auch Rotgültig, Silberglanz und gediegen Silber bestehend; 4. der barytischen Bleierzformation (ungefähr 130) mit Schwerspat, Flußspat, Quarz, silberhaltigem Bleiglanz, Blende, Kupfer- und Schwefelkies in ausgezeichnet dünn lagenartiger Anordnung; 5. der Kupfererzformation, Kupferkies, Buntkupfererz, Fahlerz u. a. Kupfererze enthaltend, durch Übergänge mit 2. verknüpft. Die Gesamtheit dieser Gänge gehört 2 Hauptstreichrichtungen an, einer nach N bis NO, meist nach NNO, und einer nach NW bis WNW verlaufenden, doch tritt gewöhnlich eine größere Anzahl gleich streichender Gänge zu Zügen zusammen, die sich dann gegenseitig kreuzen und sich an solchen Stellen durch besonderen Erzreichtum auszeichnen können. Die Gänge der edlen Quarzformation werden von den dortigen Quarzporphyrgängen, und umgekehrt diese von den Vertretern der übrigen Gangformationen durchsetzt. Die Kobalt-, Wismuth-, Silbererzgänge, sowie die Kupfer- und Bleierzgänge von Schneeberg setzen in den zum größten Teile kontaktmetamorphischen, mit Hornblendeschiefern wechsellagernden Phylliten zwischen dem Eibenstocker und Schneeberger Granitmassiv auf (vgl. S. 295, Fig. 97).

Auch in dem altberühmten Silberdistrikte von Kongsberg in Nor-

---

*) H. Müller, Die Erzgänge des Freiberger Bergrevieres. Erl. z. geol. Spez.-Karte von Sachsen. Leipzig 1901.

wegen*) sind Schichten der archäischen Formation das Nebengestein der dortigen Gänge. Die Umgegend von Kongsberg besteht aus steil aufgerichteten, ungefähr von N gegen S streichenden Gneißen, Glimmerschiefern, Hornblende-, Chlorit- und Quarzitschiefern. Innerhalb mehrerer bestimmter Zonen dieser Gesteine sind dieselben von außerordentlich kleinen Einsprenglingen von Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies und Blende imprägniert. Diese Fahlbänder erreichen bis zu 300 m Mächtigkeit. Die Gänge streichen fast rechtwinkelig durch die Schichten des Nebengesteines, also ziemlich Ost-West, stehen sehr steil und sind nur wenige Zoll mächtig, dahingegen infolge ihrer Neigung zur Zertrümerung so zahlreich, daß man deren über 500 kennt. Ihre Gangarten sind Kalkspat und, wenn auch weniger häufig, Schwerspat, Flußspat, Quarz und Dolomitspat, neben welchen Harmotom, Stilbit, Prehnit u. a. vorkommen. Von Silbererzen führen jene Gänge außer gediegenem Silber Silberglanz, Rotgültig und Sprödglaserz. Bemerkenswert ist die Beeinflussung des Erzreichtumes dieser Gänge durch das Nebengestein. Sind nämlich dieselben arm, so weit sie sich im tauben Nebengesteine befinden, so bereichern sie sich mit gediegenem Silber, Silberglanz, Rotgültig u. a. Silbererzen, sobald sie in die Fahlbänder hineinsetzen, und sind nur innerhalb dieser abbauwürdig. Diese Beispiele müssen genügen, um das Aufsetzen von Erzgängen innerhalb archäischer Territorien zu illustrieren.

b) Die paläozoische Formationsgruppe.

(Das Palaeozoicum.)

Die paläozoische Formationsgruppe ist eine bis über 30000 m Mächtigkeit erreichende Schichtengruppe von vorherrschenden Grauwacken, Tonschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und Kalksteinen, in deren unteren Horizonten zum ersten Male organisches Leben und zwar bereits in hoher Entwickelung und in zum Teil außerordentlich großer Anzahl der Individuen überliefert ist. Die organischen Reste der paläozoischen Formationsgruppe entfernen sich durchgängig in ihrem Habitus weiter von den Organismen der Jetztzeit, als die fossilen Reste der jüngeren Formationen, daher ihre Bezeichnung als paläozoisch. Marine Organismen sind durchaus vorherrschend, doch sind namentlich in den höheren, also jüngeren Niveaus der paläozoischen Formationsgruppe auch Landbewohner bereits ziemlich häufig. Die **Pflanzenwelt**, welche anfänglich fast nur durch Meeresalgen vertreten ist, erhält später ihren paläozoischen Gesamtcharakter durch die vorherrschende Entwickelung zum Teil riesiger Gefäßkryptogamen,

*) Kjerulf und Dahll, Der Erzdistrikt Kongsberg. Kristiania 1860. — J. H. L. Vogt, Z. f. prakt. Geol. 1899. S. 113 und 177.

namentlich aus der Familie der Calamiten, Farne, Sigillarien und Lepidodendren, denen sich einige Coniferen und später auch Cordaiten und Cycadeen zugesellen, während Dicotyledonen noch gänzlich fehlen. Die Pflanzenfamilien, welchen die paläozoischen Reste ausschließlich angehören, bilden heute nur noch einen verschwindenden Bruchteil unserer Flora; diese erhält vielmehr ihren charakteristischen Habitus durch das Vorwiegen der damals noch gar nicht existierenden Dicotyledonen, denen über 90 % der jetzt lebenden Pflanzenarten angehören. — Die große Hauptmasse der paläozoischen **Tiere** waren Coelenteraten (nämlich Korallentiere), Echinodermen, Mollusken und Gliedertiere. Von den Mollusken sind die Cephalopoden und Brachiopoden am eigentümlichsten, am formen- und individuenreichsten entwickelt und zwar erstere namentlich durch die Nautileengattungen Orthoceras, Cyrtoceras, Phragmoceras, Lituites und Nautilus, sowie durch die ältesten Ammoneen Clymenia und Goniatites, — die Brachiopoden hingegen durch Rhynchonella, Spirifer, Leptaena, Atrypa, Orthis, Productus, Pentamerus und Stringocephalus vertreten. Dadurch, daß sie vor den damals noch ganz zurücktretenden Gastropoden und Zweischalern bei weitem vorwalten, verleihen sie der Gesamtfauna wesentlich mit ihren paläozoischen Habitus. Von den Korallen sind die Tetracoralla und Tabulata mit den wichtigen Gattungen Cyathophyllum, Streptelasma, Omphyma, Stauria, Phillipsastraea, Cystiphyllum, Zaphrentis und Calceola, sowie Favosites, Halysites, Syringopora, Alveolites, Aulopora auf die paläozoischen Zeitalter beschränkt. Dasselbe ist der Fall mit den damaligen Hauptvertretern der Echinodermen, den Blastoideen, Cystideen und den Palaeocrinoideen, z. B. Cyathocrinus, Actinocrinus, Platycrinus, Poteriocrinus, Rhodocrinus u. a., die jetzt herrschenden Asteriden und Echiniden erscheinen nur ganz vereinzelt und besitzen einen von dem modernen abweichenden Habitus. Die Gliedertiere werden in den älteren paläozoischen Formationen vorzugsweise durch die Trilobiten mit einer Fülle von etwa 1800 Arten repräsentiert, eine Ordnung, welche jedoch bereits vor Beginn der mesozoischen Periode erlischt. Von Wirbeltieren sind fast allein die Fische in größerer Häufigkeit der Individuen und einigem Formenreichtum, freilich auch erst seit der Mitte des paläozoischen Zeitalters entwickelt. Ganz eigentümlich sind für letzteres die heterocercalen Ganoiden (z. B. Palaeoniscus, Amblypterus, Platysomus) und die Panzerganoiden (Placodermi; z. B. Cephalaspis, Pterichthys und Coccosteus), während die Knochenfische noch gänzlich fehlen. Später gesellen sich zu den Fischen auch Vierfüßler und zwar zunächst ausschließlich Stegocephalen (Schuppenlurche), gegen Schluß des paläozoischen Zeitalters auch noch die seltenen Reste einiger schon mehr reptilienartiger Geschöpfe (Palaeohatteria, Proterosaurus). Die Existenz von Vögeln und Säugetieren war während der paläozoischen Zeitalter noch vollkommen ausgeschlossen.

Gliederung der paläozoischen Formationsgruppe. Bis zum Jahre 1833 pflegte man die mächtige Schichtenreihe, welche sich unmittelbar an die Phyllitformation anschließt und von der Steinkohlenformation überlagert wird, als Übergangsgebirge oder Grauwackenformation zu bezeichnen. Die meist sehr verwickelten Lagerungsverhältnisse derselben und ihre anscheinende Armut an organischen Resten erschwerten eine Gliederung dieser Schichtenkomplexe außerordentlich. Zunächst schied Sedgwick die ältesten versteinerungsführenden Komplexe Englands als Cambrium (nach Cambria, keltische Bezeichnung für Wales) von dem ganzen darauf folgenden Schichtensystem ab, während kurz darauf Murchison das gesamte vorcarbonische »Grauwackengebirge« in zwei Formationen gliederte. Die ältere, mit Einschluß des von ihm nicht anerkannten Cambriums, nannte er nach dem Volksstamme, welchem die Ur-Bewohner des Hauptentwickelungsterrains in England angehören, die silurische, — die jüngere nach der Grafschaft Devonshire die devonische. Nachdem sich jedoch die Selbständigkeit des Cambriums gegenüber dem Silur immer mehr erwiesen hatte, wird dasselbe jetzt allgemein als eine dem Silur und Devon gleichwertige Formation anerkannt. Endlich hat man neuerdings die das Cambrium in großer Mächtigkeit unterteufenden, wesentlich klastischen Schichtenkomplexe, in welchen die Vorläufer der formenreichen cambrischen Fauna zu erwarten sind, als Praecambrium oder Algonkium abgegliedert. Die gesamte paläozoische Schichtenreihe zerfällt demnach in folgende Formationen:

6. die permische Formation oder Dyas;
5. die carbonische oder Steinkohlenformation;
4. die devonische Formation;
3. die silurische Formation;
2. die cambrische Formation;
1. die präcambrische oder algonkische Formation.

Das Präcambrium (Algonkium).

Literatur.

C. R. van Hise, Archaean and Algonkian. Bull. U. St. Geol. Survey. No. 86. 1892. — Ders., The Precambrian Rocks of N. America. Compt. rend. V. Internat. Congr. Washington 1891. S. 476. — Ders., Precambr. Geol. Lake superior Region. Ebend. S. 493. — Ders. und W. S. Bayley, Marquette Iron-bearing District. XV. Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. 1893. S. 485.

H. Credner, Die vorsilurischen Gebilde der oberen Halbinsel von Michigan. Z. d. D. geol. Ges. 1869. S. 516.

Ch. D. Walcott, Algonk. Rocks of the Grand Cañon. Journ. of Geol. Chicago. III. 1895. S. 312.

A. E. Törnebohm, Centr. Skandinaviens Bergbyggnad. K. Sv. Vet.-Akad. Handl. XXVIII. 1896. No. 5. — Ders., Sver. geol. Undersök. Ser. Aa. No. 37.
A. G. Nathorst, Jordens Historia. Stockholm. S. 586. — Ders., Sveriges geologi. Stockholm 1894. S. 65.
A. Geikie, Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1891. S. 72. (Vergl. auch Peach und Horne ebend. 1892. S. 233.) H. Hicks, Ebenda 1884. S. 507.
Ch. Barrois, Legende de la feuille de Rennes. Ann. soc. géol. du Nord. XXII. p. 21. — Guide géologique en France. Paris 1900. VII. Bretagne.

Auf die archäische Gneißformation und die hochkrystallinen archäischen Schiefer folgen in vielen Gegenden bis über 6000 m mächtige Komplexe von echt sedimentären, zum Teil halbkrystallinen, zum großen Teile aber klastischen, ja grobklastischen Schichten. Dieselben überlagern das archäische Grundgebirge vielerorts diskordant, indem sie die Unebenheiten in dessen Denudations-Oberfläche ausgleichen, und werden von dem Cambrium und zwar meist auch wiederum diskordant überlagert, besitzen deshalb präcambrisches Alter.

Petrographischer Charakter. In einigen ihrer Verbreitungsgebiete schließt sich die präcambrische Schichtenreihe unmittelbar an die obersten krystallinen Schiefer an, besitzt dann selbst noch einen halbkrystallinen Charakter und setzt sich wesentlich aus phyllitartigen Tonschiefern, Chlorit- und Sericitschiefern zusammen, denen jedoch körnige, also grauwacken- oder sandsteinartige Quarzite sowie Konglomerate, ferner graphitoidische Tonschiefer, Kieselschiefer, Kalksteine und Eisensteine eingeschaltet zu sein pflegen. In anderen Distrikten, wo das Präcambrium diskordant auf den archäischen Gneißen und Glimmerschiefern auflagert, hat dasselbe infolge der inzwischen stattgefundenen Denudation der archäischen Kontinente, sowie durch die darauf folgende Transgression des präcambrischen Meeres einen vorwiegend klastischen Habitus erhalten und besteht dann aus Sandsteinen, groben, zum Teil breccienartigen Konglomeraten mit zwischengelagerten Tonschiefern und wenig mächtigen Kalksteinen.

Altvulkanische Decken von Diabasen sind der präcambrischen Schichtenreihe nicht selten eingeschaltet, oft aber bereits zu Lagern von zum Teil chloritischen Hornblendegesteinen deformiert worden. Hohe Bedeutung besitzen die dem oberen Präcambrium zwischengelagerten Ergußgesteine am Südufer des Lake Superior. Dieselben treten in Gestalt eines Komplexes von abwechselnden Quarzporphyr-, Gabbro-, Diabas-, Porphyrit-, Melaphyr- und Melaphyrmandelsteinlagern mit untergeordneten Konglomerat- und Sandsteinbänken auf, bilden namentlich die weit in den See vorspringende Halbinsel Keweenaw, fallen flach nach Westen ein und werden nach Osten zu vom Potsdamsandstein diskordant überlagert. Als vollständige oder teilweise Ausfüllung der Mandeln in gewissen dieser Melaphyrmandelsteinlager stellt sich neben Kalkspat, Quarz und Zeolithen gediegenes Kupfer und Silber ein. In rechtem Winkel auf ihre Längenerstreckung

wird die genannte, hornförmige Halbinsel von zahlreichen senkrechten Gängen durchsetzt, welche in ihrer Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimetern und 10 m schwanken und in einer vorwaltenden Kalkspat-, Prehnit- und Quarzausfüllung im Verein mit zahlreichen Bruchstücken des Nebengesteines gediegenes Kupfer in bis zu 15 000 Zentner schweren, dann plattenförmigen Massen umschließen.

Organische Reste sind bis jetzt im Präcambrium nur ganz ausnahmsweise und in wenig günstiger Erhaltung angetroffen worden und beschränken sich auf Wurmspuren, auf Radiolarien, sowie auf Abdrücke von Hyolithes, Discina und Lingula, ferner auf Stromatoporen- und Archaeocyathus-artige Reste und höchst vereinzelte wenig deutliche Fragmente von Trilobiten. Der Umstand aber, daß die Fauna der nächst jüngeren Formation, des Cambriums, bereits eine Vergesellschaftung von Vertretern aller Tierstämme bis auf die Vertebraten umfaßt, deren Hauptrepräsentanten die hoch organisierten, eine lange individuelle Metamorphose durchlaufenden Trilobiten vorstellen, macht es in hohem Grade wahrscheinlich, daß in der präcambrischen Schichtenreihe die Vorfahren dieser Fauna zu finden sein werden.

Beispiele präcambrischer Formationen. Das Algonkium Nordamerikas. Kaum irgend wo anders ist das Präcambrium (das Algonkium der amerikanischen Geologen) und sein Verbandsverhältnis mit den archäischen Gneißen und dem Cambrium in solcher Klarheit und Ausdehnung bloßgelegt, wie in der Tiefe des Grand Cañon des Colorado in Arizona (Fig. 170). Die Basis der hier mehr als 1200 m mächtigen paläozoischen Formationen bilden intensiv gefaltete, von Eruptivgängen durchsetzte archäische Gneiße (Fig. 170 *gn*). Auf ihrer durch Denudation

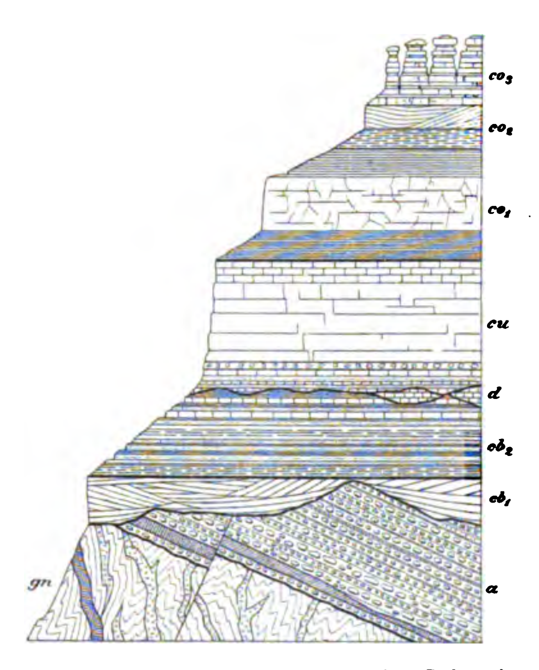


Fig. 170. Profil des Grand Cañon des Colorado in Arizona. Nach *F. Frech*. N. Jahrb. 1895. II. Taf. III. *gn* archäischer Gneiß mit Gängen von Granit, Pegmatit und Diabas, *a* Algonkium, 400 m, *cb* Cambrium, *cb*1 unterer, *cb*2 oberer Tonto-Sandstein, zusammen gegen 300 m mächtig, *d* Denudationsreste von devonischem Kalkstein, *cu* untercarbonischer Kalkstein (Red Wall Limestone), *co* Obercarbon, *co*1 Aubrey-Sandstein u. -Schiefer, *co*2 weißer Aubrey-Sandstein, *co*3 Aubrey-Kalk und -Dolomit.

abradierten Oberfläche lagert eine an der Stelle des Profiles etwa 400, in anderen Strecken des Cañons aber gegen 4000 m mächtige algonkische Schichtenreihe von Sandsteinen (diese zum Teil mit Rippelmarken), Konglomeraten und Schiefern mit Bänken von Kalkstein, zu unterst mit einem Diabaslager. Dem oberen Schiefer- und Kalkkomplexe sind ganz vereinzelte Hyolithen, sowie Discina- und Lingula-ähnliche Schalen, ferner Teile eines Trilobiten und Stromatoporen-artige Reste entnommen worden. Auch dieses Algonkium hat Schichtenaufrichtungen und Verwerfungen, sowie eine beträchtliche Denudation erlitten, ehe auf seiner umgestalteten Oberfläche die auch jetzt noch in schwebender Lage befindlichen Sandsteine des Mittel- und Obercambriums zur Ablagerung gelangten. Wie im Liegenden, so wird also das Algonkium des Grand Cañon auch im Hangenden von einer scharf markierten, langen geologischen Zeiträumen entsprechenden Diskordanz abgegrenzt.

Sehr wechselvoll ist das Algonkium südlich vom Lake Superior entwickelt und gliedert sich hier in drei Unterabteilungen. Die unterste derselben (das Unterhuron) überlagert diskordant die archäischen Gneiße Fig. 171 *a*) und besteht aus Quarzitschiefer, Kalkstein, glimmerigen sowie chloritischen Schiefern, Konglomeraten, reinen und kieseligen, ebenplattigen Roteisensteinen, Jaspis und Magneteisenerz (Marquette, am Menomonee). Die Diskordanz zur Gneißformation wird lokal durch Grundkonglomerate noch besonders markiert. Wiederum ungleichförmig auf diesem Unterhuron folgt eine oberhuronische, 3—4000 m mächtige Schichtenreihe von Quarziten (mit Lingula), Konglomeraten, Tonschiefern, graphitoidischen und

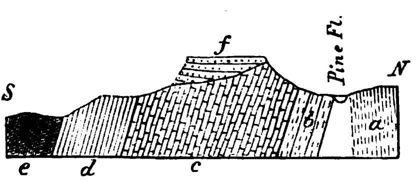


Fig. 171. Algonkische (unterhuronische) Schichtenreihe in der Menomonee-Gegend in Michigan. *H. Crd.*
a archäischer Gneiß, *b*—*e* Algonkium (Unterhuron), *b* Quarzit, *c* Kalkstein 1000 m, *d* Roteisenstein 250 m, *e* Chloritschiefer 450 m, *f* cambrischer Potsdamsandstein.

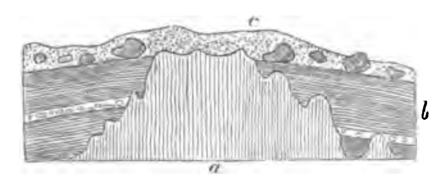


Fig. 172. Algonkischer Quarzitschiefer *a*, diskordant überlagert von cambrischem Sandstein *b*, *c* Glacialdiluvium. Bei Marquette am Lake Superior. *H. Crd.*

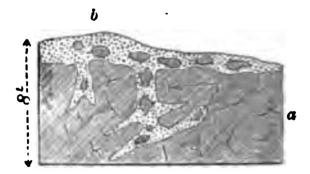


Fig. 173. *a* algonkischer (unterhuronischer) Roteisenstein (*d* Fig. 171), *b* cambrischer Potsdamsandstein, diskordant auf *a* und Spaltenklüfte in demselben ausfüllend. Aus der Menomonee-Gegend. *H. Crd.*

phyllitischen Schiefern, unten mit eisenschüssigen Kieselgesteinen und Eisensteinen nebst eingeschalteten Glimmerschiefern und Diabaslagern. Den

Schluß bildet in ebenfalls diskordanter Überlagerung die Keweenaw-Gruppe, zu unterst bestehend wesentlich aus Ergüssen von Gabbro, Diabasen, Porphyriten, Melaphyren und Quarzporphyren mit zwischengelagerten Sandsteinen und Konglomeraten (S. 390), — oben vorwiegend aus den beiden letzteren. Auf den vom cambrischen Meere benagten und eingeebneten Schichtenköpfen dieser meist steil aufgerichteten algonkischen Formation des Lake Superior lagert in horizontalen Bänken der obercambrische Potsdamsandstein (Fig. 171 *f*, 172 und 173 *b*).

Auch das 5—6000 m mächtige System von Schiefern, Quarziten, Konglomeraten und quarzitischen Sandsteinen mit Kalkstein- und Diabaslagern am Huronsee, für welches von Logan die Bezeichnung huronisch geschaffen wurde, wird jetzt dem Algonkium zugerechnet.

Das Präcambrium in Britannien. In Schottland, Irland, England und Wales besitzen Gneiße archäischen Alters, die als Lewisian (A. Geikie) oder Dimetian (H. Hicks) bezeichnet werden, eine große Verbreitung. Im Nordwesten von Schottland folgt auf die hügelige Denudationsfläche dieser vielfach gefalteten Gneißschichten in übergreifender, fast schwebender Auflagerung ein bis über 3000 m mächtiger, klastischer präcambrischer Schichtenkomplex, das Torridonian. Derselbe besteht aus rötlichen oder braunen Sandsteinen (mit Wurmröhren und Hyolithen), Arkosen und groben, zum Teil breccienartigen Konglomeraten, unten mit Bänken unreinen Kalksteines, und wird ungleichförmig von den Quarziten und Olenellusschichten des Untercambriums bedeckt, dessen Auflagerungsfläche das Torridonian und die liegenden Gneiße schräg abschneidet, was auf eine tiefgreifende, dem Cambrium vorausgegangene Denudation hinweist.

Gleiches oder noch höheres Alter wie der Torridonsandstein dürfte die als Dalradian (A. Geikie) oder Pebidian (H. Hicks) bezeichnete mächtige Schichtengruppe von Glimmerschiefern, Phylliten, Tonschiefern, Quarziten, Grauwackensandsteinen und Konglomeraten nebst Kalksteinen, Grünsteinen, Hornblende- und Chloritschiefern besitzen, welche in den schottischen Hochlanden, im Nordwesten von Irland, in Anglesey, den Malvern Hills u. a. O. verbreitet sind und zwar gleichfalls in diskordantem Verbande einerseits mit der Gneißformation, anderseits mit dem Cambrium.

Das Präcambrium der Bretagne ist von Ch. Barrois als Brioverien benannt worden, setzt sich bei einer Mächtigkeit von 5000 m wesentlich zusammen aus Phylliten, Tonschiefern, Grauwackensandsteinen und groben Konglomeraten nebst radiolarienführendem Kieselschiefer und Diabaslagern, ist streckenweise in Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und Epidot-Pyroxen-Amphibolschiefer metamorphosiert und wird von cambrischen Konglomeraten diskordant überlagert.

Das Präcambrium Skandinaviens. Von präcambrischen, den archäischen Gneißen ungleichförmig aufgelagerten Komplexen Skandinaviens

sind zu nennen: Die Dalasandsteingruppe Dalarnes, eine gegen 700 m mächtige Schichtenfolge von rötlichen, weißen und bräunlichen quarzitischen Sandsteinen (oft bedeckt von Wellenfurchen), lokal mit Zwischenlagen von rötlichen Schiefern und zwei zusammen über 150 m mächtigen Diabaslagern, zu unterst ein grobes, quarzitisches Konglomerat. Die Dalslandgruppe im Westen des Wener Sees, bestehend aus Grundkonglomeraten (200 m), Tonschiefern mit Lagern von Kalksteinen und von in chloritische Schiefer umgewandeltem Diabas (800 m), darüber Quarzite und endlich Grauwackenschiefer und phyllitische Schiefer (875 m). Die Wisingsögruppe, 200—300 m mächtig, bestehend aus Tonschiefern, Sandsteinen und bituminösem Kalkstein, als Lappen und schmale Bruchzonen auf dem Gneiß der Grabenversenkung des Wettersees. Die Sparagmitformation der skandinavischen Hochgebirge zwischen Mjösensee und Jemtland, 15—18000 m mächtig, mittel- bis grobkörnige, feldspatreiche Quarzitsandsteine, mit Einlagerungen von dunklem Tonschiefer, lokal auch mit solchen von dolomitischem Kalkstein. Die Karelische Quarzitformation des südlichen Finnlandes, über 5000 m mächtig, aus Quarziten und an deren Basis aus groben Konglomeraten bestehend.

Das Präcambrium Böhmens besteht aus einer Schichtenreihe von graphitoidischen Tonschiefern (Przibramer Schiefern), dunklen Grauwackensandsteinen, Grauwackenschiefern und Quarzsandsteinen mit Einlagerungen von Kieselschiefern und Diabasen (= unteres *B* Barrande's), welche diskordant vom Untercambrium überlagert wird.

Im Erzgebirge und Vogtlande gehen die glimmerigen Phyllite der sich innig an den archäischen Gneiß anschließenden krystallinen Schieferformation nach oben zu in erst noch phyllitische, dann normale Tonschiefer über, welchen Quarzitschiefer, quarzitische oder grauwackenartige Sandsteine, Graphitoidschiefer, Kieselschiefer, wenig mächtige Lager von dichtem Kalkstein, sowie chloritische Hornblendeschiefer eingeschaltet sind. Durch ebenfalls allmähliche Übergänge ist diese Schichtenreihe mit den schließlich phykodenführenden cambrischen Schiefern verknüpft. Die gleichen Komplexe wiederholen sich im Fichtelgebirge und in Ostthüringen, wo sich ihrem Hangenden Quarzite mit Lingula und endlich Phykodenschiefer und das Silur anreihen. Bei der engen Verknüpfung dieser phyllitischen, präcambrischen und cambrischen Schichtenreihen durch konkordante Lagerung und petrographische Übergänge und infolge des Mangels an charakteristischen organischen Resten im dortigen Cambrium lassen sich scharfe Formationsabgrenzungen innerhalb dieses ältesten Schiefergebirges kaum bewerkstelligen.

Die cambrische Formation.

(Das Cambrium.)

Literatur über das Cambrium und das Silur.

F. Frech, Lethaea palaeozoica. II. Stuttgart 1897. Cambrium S. 16. Silur S. 61—117.

R. J. Murchison, Silurian System. 2 vols. London 1838. — Siluria, the history of the oldest known rocks containing organic remains. 5. ed. London 1872.

Sedgwick, Synopsis of the Classification of the British palaeoz. Rocks. 1855.

Ferner zahlreiche Aufsätze von Cadell, Callaway, A. Geikie, Hicks, Horne, Lapworth, Marr, Peach, Salter, Walcott, Woodward u. A. im Quart. Journ. Geol. Society of London und Geol. Magazine.

J. G. O. Linnarsson, Z. d. D. geol. Ges. 1873. Bd. XXV. S. 675.

A. G. Nathorst, Sveriges Geologi. Stockholm 1894. S. 116—160.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.

W. Dames, Geologische Reisenotizen aus Schweden. Z. d. D. geol. Ges. 1881. S. 415. — Ders., Schichtenfolge der Silurbildungen Gotlands. Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. XLII. 30 Okt. 1890.

G. Lindström, Schichtfolge des Silurs auf Gotland. N. Jahrb. 1888. I. S. 147. — List of the fossil Fauna of Sweden. I. Cambrian and Low. Silurian. Stockholm 1888.

A. Remelé, Untersuchungen über die versteinerungsführenden Diluvialgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. I—III. Berlin 1883—1893.

Fr. Schmidt, Untersuchungen über die silurische Formation von Esthland, Nord-Livland und Ösel. Dorpat 1858; ferner Sil. and Cambr. Strata of the Baltic Prov. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1882. S. 514 und N. Jahrb. 1883. II. S. 73, sowie in den Erläuterungen zu Grewings Karte von Liv-, Esth- und Kurland. 2. Aufl. Dorpat 1879, ferner, Untercambr. Fauna in Esthland. Mém. Acad. St. Pétersbourg. 1888. — Baltisches Obersilur. Mél. géol. Bull. Acad. des Sc. St. Pétersbourg. I. 1891. S. 119.

W. Deecke, Cambrium und Silur von Bornholm, in Geologischer Führer durch Bornholm. Berlin 1899. S. 34.

J. Barrande, Système silurien du centre de la Bohême. Paris et Prague 1852—1884. Mit 544 Tafeln (fortgesetzt von W. Waagen).

J. Krejci und K. Feistmantel, Das silurische Gebiet im mittleren Böhmen. Archiv f. nat. Landesdurchforsch. Prag 1885.

F. Katzer, Das ältere Palaeozoicum in Mittelböhmen. Prag 1888. — Geologie von Böhmen 1892.

J. J. Jahn, Mittelböhmische Silurformation. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1892. S. 397. — Ders., Cambrium von Tejrovic und Skrej. Ebenda 1895. S. 641.

J. F. Pompeckj, Fauna des Cambriums von Tejrovic und Skrej. Ebenda 1895. S. 495.

C. Barrois, Les Terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882. — Ders., Faune du Grès Armoricain. Ann. d. l. Soc. géol. du Nord. Lille 1891. XIX. p. 134. — Ders., Guide géolog. en France. Paris 1900. VII. Bretagne.

J. Bergeron, Massiv ancien situé au Sud du Plateau central. Paris 1889.

Malaise, Terrain silurien du centre de la Belgique. 1873.

F. Frech, Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc). Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 360.

C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 412—464.

J. Barrande, Faune silurienne des environs de Hof. Prag 1868. — J. F. Pompeckj, Tremadoc-Fossilien bei Hof.

H. Loretz, Beiträge zur geologischen Kenntnis der cambrisch-phyllitischen Schieferreihe in Thüringen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 175; 1883. S. 136; 1884. S. 24 und 120.

K. Th. Liebe, Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. Berlin 1884. — Liebe und E. Zimmermann, Erl. z. Bl. Greiz (Reichenbach) und Weida. Berlin 1893.

E. Weise, Erläuterungen zur Sektion Plauen-Ölsnitz und Ölsnitz-Bergen der geologischen Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1887 und 1890.

Als cambrische Formation bezeichnet man ein Schichtensystem von lokal bis 3000 m Mächtigkeit, welches meist diskordant dem Präcambrium oder archäischen Komplexen auflagert und häufig selbst wieder gegen das nächst jüngere Silur durch Diskordanzen begrenzt wird. Nur selten ist ein faunistischer und petrographischer Übergang zum Untersilur zu beobachten.

Petrographischer Charakter. Die verbreitetsten Gesteine des Cambriums sind grünlichgraue, schwärzliche oder rötliche, meist etwas glimmerglänzende Tonschiefer, ferner Grauwacken (in Norwegen Sparagmite) und Sandsteine, welche meist mit einem basalen Konglomerate, dem sicheren Anzeichen einer Transgression, beginnen. Das Vorkommen von Kalksteinen ist auf einzelne Gegenden (Andrarum, Sardinien, China, Korea) beschränkt, dieselben besitzen aber dann meist bedeutende Mächtigkeit.

Die cambrischen Gesteine sind fast überall stark gefaltet und in ihrer Lagerung gestört und haben hier einen dementsprechenden mehr oder weniger krystallinen Habitus angenommen (Phyllit, Marmor). Wo sich dieselben hingegen ausnahmsweise, wie z. B. in Esthland und Nordamerika, noch in normaler Lagerung befinden, ist auch ihre ursprüngliche Beschaffenheit als lockere Sandsteine, lose Sande und plastische Tone erhalten geblieben.

Diabaslager, hervorgegangen aus deckenartigen Ergüssen, sind dem Cambrium im Vergleiche mit dem Silur und Devon verhältnismäßig selten eingeschaltet (Vogtland, Norwegen, Wales).

Der paläontologische Charakter der cambrischen Formation. Von Pflanzen sind ausschließlich Meeresbewohner und zwar Fucoiden bekannt und auch die als solche angesprochenen Spuren zum Teil noch zweifelhafter Natur. Dahingegen ist die cambrische Fauna eine bereits überraschend reiche und hat bis jetzt etwa 700 Arten geliefert. Ihr Gesamthabitus erhält durch das Vorwalten meist blinder Trilobiten und hornschaliger Brachiopoden sein charakteristisches Gepräge.

Die Trilobiten sind im Cambrium bereits zu großer Formenmannigfaltigkeit entwickelt, welche im Auftreten von mehr als 300 Arten zum Ausdrucke gelangt. Gegenüber denen des Silurs und Devons zeichnen sie

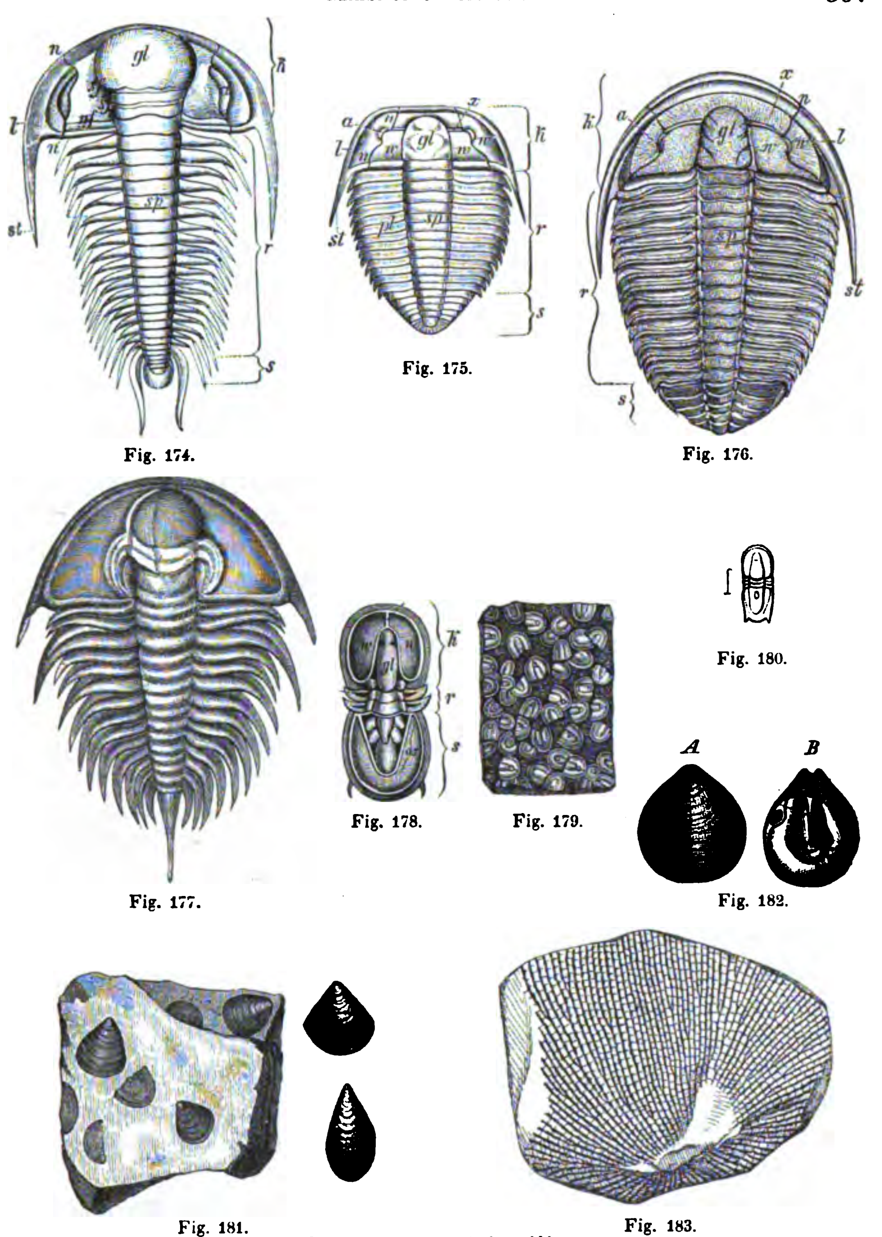


Fig. 181. Fig. 183.

Cambrische Leitfossilien.

Trilobiten. Rückenschale. *k* Kopfschild, *r* Rumpf, *s* Schwanzschild, *gl* Glabella, *w* Wangen *n* Gesichtsnaht, *l* Randsaum, *st* Wangenstachel, *a* Auge, *sp* Spindel, *pl* Pleuren.

Fig. 174. Paradoxides bohemicus Barr. — Fig. 175. Olenus truncatus Brunn. — Fig. 176. Conocephalus (Conocoryphe) striatus Emm. — Fig. 177. Olenellus Thompsoni Hall. — Fig. 178. Agnostus pisiformis L., vergrößert. — Fig. 179. Platte mit isolierten Kopf- und Schwanzschildern von Ag. pisiformis. — Fig. 180. Agnostus integer Beyr.

Fig. 181. Cambrischer Sandstein mit Lingula prima, rechts darunter Lingula antiqua. — Fig. 182. Obolus Apollinis Eichw. Größere Klappe *A* von außen, *B* von innen. — Fig. 183. Dictyonema flabelliforme.

sich fast sämtlich durch den Mangel des Einrollungsvermögens, sowie meist auch durch das Fehlen von Augen, also durch Blindheit aus. Als ihre Hauptvertreter sind allgemein verbreitet folgende Geschlechter: Olenellus (Fig. 177), — Agnostus (Fig. 178—180), — Paradoxides, in zum Teil bis 0,5 m großen Formen (Fig. 174), — Conocoryphe = Conocephalus (Fig. 176), — Ellipsocephalus, — Olenus (Fig. 175), — Dikelocephalus. Im Obercambrium stellt sich außerdem noch eine ziemlich große Anzahl von Vorläufern solcher Trilobitenfamilien ein, deren Hauptentwickelung erst in das Silur fällt (so der Cheiruriden, Illaeniden, Asaphiden).

Nächst den an Formenreichtum alle Zeitgenossen überragenden Trilobiten sind im Cambrium die Brachiopoden verbreitet, und zwar bei weitem vorwiegend hornschalige, schloßlose Linguliden und Oboliden mit den Geschlechtern Lingula (Fig. 181), Lingulella, Obolus (Fig. 182), Obolella, Mickwitzia, Discinolepis, während sich Vertreter der kalkschaligen, schloßtragenden (Orthis, Orthisina, Camarella) nur ganz vereinzelt einstellen, um vom Silur ab die hornigen Arten vollständig in den Hintergrund zu drängen. Der älteste, sicher bekannte organische Rest ist eine Lingulide (Lingulella ferruginea Salt.). Für das oberste Cambrium ist Dictyonema (Fig. 183), ein den Graptolithen verwandtes Hydrozoëngeschlecht, charakteristisch.

Eine nur untergeordnete Rolle spielen neben den Trilobiten und Brachiopoden folgende Tiergruppen: die Spongien, vertreten durch Protospongia und Archaeocyathus, — die Medusen durch vier- oder fünfstrahlige Steinkerne ihrer Leibeshöhle im untercambrischen Sandsteine Schwedens (Spatangopsis, Prototyellia), — die Würmer durch Scolithus, Arenicolites (Wurmröhren), Nereïten (Kriechspuren) und Conodonten (Kiefer), — die Pteropoden durch Theca, Hyolithes, — die Gastropoden durch Scenella, Bellerophon, Maclurea, Euomphalus (jedoch nur im Obercambrium), — die Ostracoden durch Leperditia und Beyrichia, — die Phyllopoden durch Protocaris und Hymenocaris. Korallen fehlen ganz; die Cephalopoden, welche im Silur einen so erstaunlichen Formen- und Individuenreichtum entwickeln, sind im Cambrium nur durch einige Orthoceren vertreten; Fische, Süßwasser- und Landtiere, sowie Landpflanzen existieren noch nicht.

Dreigliederung und Verbreitung der cambrischen Formation. Die soeben aufgeführten organischen Reste sind nicht gleichmäßig in der cambrischen Formation verteilt, sondern stellen eine Reihenfolge verschiedener, sich ablösender Faunen dar. Von besonderer Bedeutung sind die Trilobiten, welche nur den tiefsten Ablagerungen des Cambriums fehlen, dafür aber in den höheren Schichten, wie überhaupt im ganzen älteren Palaeozoicum die wichtigsten Leitfossilien liefern.

Die untersten Komplexe des **Untercambriums,** meist Sandsteine und Konglomerate, enthalten außer Brachiopoden (Lingulella ferruginea in England und Orthis in Böhmen) Kriechspuren von Würmern und Abdrücke von Medusen. Erst in der oberen Stufe dieser Abteilung finden sich die ältesten Trilobiten, nämlich die weit verbreitete Gattung Olenellus, die von Conocoryphe begleitet wird. Die Gattung Paradoxides kennzeichnet im Vereine mit Ellipsocephalus das **Mittelcambrium,** — während Olenus mit zahlreichen verwandten Gattungen und Untergattungen, sowie Dikelocephalus als Leitfossilien für das **Obercambrium** zu betrachten sind. Zugleich erscheinen in diesem letzteren bereits silurische Typen, nämlich Vertreter der Cheiruriden, Illaeniden und Asaphiden. Nur eine einzige Trilobitengattung (Agnostus) steigt aus dem mittleren Teile des Cambriums bis in das Silur hinauf. Eine so scharfe Sonderung, wie sie die für die Unterabteilungen des Cambriums leitenden Typen Olenellus, Paradoxides und Olenus erkennen lassen, wiederholt sich in den späteren Trilobitenfaunen niemals; sie deutet auf die außerordentlich lange Zeitdauer der cambrischen Periode hin, welche wohl derjenigen von Silur nebst Devon gleich kommen dürfte.

Obwohl der Name »Cambrium« auf Wales hindeutet, ist doch Skandinavien das klassische Land für das Studium dieser Formation, wo der Reichtum an Fossilien, die Einfachheit der Lagerungsverhältnisse und die geringe Mächtigkeit der einzelnen Stufen eine leichtere Übersicht gewähren. In Wales, Shropshire und Roßshire hingegen erschwert die verworrene Tektonik der überaus mächtigen und versteinerungsarmen Bildungen deren Erforschung in hohem Grade. In letzteren Zeiten ist jedoch hier und zwar besonders durch die Bemühungen von Hicks, Woodward, Lapworth, Peach und Horne ein bedeutsamer Fortschritt namentlich auch in der Kenntnis des Untercambriums von England und Schottland erzielt und insbesondere die Übereinstimmung des britischen und skandinavischen Cambriums nachgewiesen worden.

Als Beispiel der Dreigliederung der cambrischen Formation mag diejenige des Cambriums von **Schweden** angeführt werden, welcher die Lokalnamen der entsprechenden englischen, meist die nämlichen Fossilien führenden Stufen beigefügt sind. Bezüglich anderer cambrischer Territorien, sowie der Spezialgliederung des Cambriums wird auf die tabellarische Zusammenstellung auf S. 400 verwiesen.

Gliederung und Parallelisierung des Cambriums verschiedener Länder.

Nach Fr. Frech.

	England	Schweden	Kristiania	Ostsee-Provinzen	Böhmen	Ardennen, Frankreich, Nordspanien	Nord-Amerika
Ober-Cambrium (Olenus-Schichten)	Lingulaflags: Oberes Dolgelly mit Dictyon. flabelliforme. Unteres Dolgelly mit Peltura scarabaeoides. Festiniog mit Conocephalus. Maentwrog mit Olenus truncatus und Agn. pisiformis.	Obere Alaunschiefer: St. d. Dictyonema flabelliforme, St. d. Peltura scarabaeoides. St. d. Parabolina spinulosa. St. d. Olenus truncatus. St. d. Agnostus gibbosus.	Dictyonema-schiefer = 2 e, 2 d = Pelturastufe, 2 c u. 2 b = Parabolinastufe, 2 a = Olenusstufe.	Dictyonema-schiefer, Obolus-sand-	Lücke.	Dictyonema-schiefer der Ardennen, Phyllite von Salm und des Hohen Venn.	Dictyonemaschiefer, Peltura- und Dikelocephalus-schichten (Potsdam-Group).
Mittel-Cambrium (Paradoxides-Schichten)	Menevian: Oberes mit Parad. Forchhammeri. Mittleres mit Parad. Davidis. Unteres mit Parad. Aurora. Solva mit Par. solvensis u. Aurora, mit Par. Harknessi.	Andrarum-Kalk: St. d. Agnost. laevigatus. St. d. Paradox. Forchhammeri. Untere Alaunschiefer: St. d. Paradox. Davidis. St. d. Paradox. Tessini. St. d. Paradox. Oelandicus.	Paradoxides-schiefer, 1 d mit Par. Forchhammeri, 1 c mit Par. Oelandicus.	stein, zu unterst Konglomerate.	Paradoxides-schichten = C (Primordial-stufe).	Paradoxides-schichten von Languedoc und Asturien.	St. John-(Acadian) Group, im Osten mit Paradoxides, im Westen mit Agnostus und Asaphiscus.
Unter-Cambrium (Olenellus-Schichten)	Olenellusschichten: Harlech-Grauwacke mit Conocephalus. Caerfai mit Lingulella ferruginea und primaeva. Comley-Sndst. m. Olenellus.	St. d. Olenellus Kjerulfi. Fucoiden- und Eophyton-Sandstein. Versteinerungsleere Quarzite.	St. d. Olenellus Kjerulfi = 1 b, Oberer Sparagmit.	Blauer Ton, zu oberst St. d. Olenellus Mickwitzi, Unterer Sandstein.	Sandsteine u. Konglomerate d. Kamenna usw. (Jahn u. Pompeckj) = oberes B = Przibramer Grauwacke.	Quarzite und Phyllite von Revin und Fumay (Ardennen) und des Hohen Venn.	Georgia-Group (Olenellus-Series), Basal-Series of Canada and New-Foundland.

I. **Untercambrium (Olenellus-Stufe).** Eophytonsandstein. Grauwacken, Schiefer und Konglomerate, welche den archäischen Gneißen diskordant auflagern (Fig. 184) und Abdrücke von Medusen, Hyolithes und Oboliden (Mickwitzia), ferner Bohrgänge von Würmern (Scolithus) und

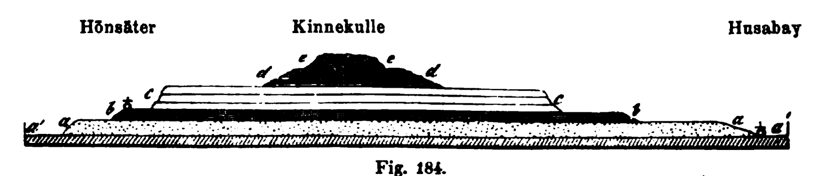


Fig. 184.
a' Urgneiß; *a* und *b* Cambrium, *a* Eophytonsandstein, *b* unterer und oberer Alaunschiefer; *c*, *d* und *e* Silur, *c* Orthocerenkalk, *d* Graptolithenschiefer, *e* Diabasdecke. — Kinnekulle am Wener See in Schweden.

früher als Pflanzenreste gedeutete Kriechspuren enthalten. Die obere kaum verschiedene Abteilung wird als Fucoidensandstein bezeichnet. An der oberen Grenze Olenellus Kjerulfi Linn. (In England: Caerfai, Sandstein und Schiefer mit Lingulella ferruginea und Discina, Comley-Sandstein mit Olenellus.)

II. **Mittelcambrium (Paradoxides-Stufe).** Untere Alaunschiefer und Andrarumkalk Schonens; mit Paradoxides, Ellipsocephalus, Conocephalus, Agnostus; 48 m mächtig. (In England: Menevian mit Parad. Forchhammeri; Untere Lingula-Flags; Solva mit Parad. Aurora.)

III. **Obercambrium (Olenus-Stufe).** Obere Alaunschiefer zu unterst mit Olenus und Agnostus pisiformis, in der Mitte mit Parabolina und Peltura, zu oberst Dictyonemaschiefer mit Dictyonema flabelliforme. (In England: Dolgelly, zu oberst mit Dictyonema; — Festiniog; Maentwrog mit Olenus und Agnostus; Obere Lingula-Flags.)

Obwohl diese drei Hauptabteilungen einschließlich der oberen Grenzstufe sich innerhalb der meisten Verbreitungsgebiete des Cambriums wieder erkennen lassen, ist doch im übrigen die fazielle Entwickelung der cambrischen Formation eine recht mannigfaltige. Schon der Umstand, daß die gleichen Unterabteilungen in England eine 10—100fach größere Mächtigkeit besitzen als in Skandinavien, deutet auf große Ungleichmäßigkeiten in der Verteilung der Sedimente hin.

Das Cambrium der russischen Ostseeprovinzen besteht aus 1. dem unteren Sandstein, welcher direkt dem Granit aufgelagert ist, oben mit der Zone des Olenellus Mickwitzi, als Untercambrium; 2. dem blauen Ton mit Sandsteinbänken, — darüber versteinerungsleere Sandsteine; 3. dem Obolussandstein (Ungulitensandstein) mit O. Apollinis, an der Basis mit Konglomeraten von Sandsteingeröllen; 4. dem obercambrischen Dictyonemaschiefer. Auf diesen folgt der Glaukonitsand, das tiefste Glied des Untersilurs. An der Gleichstellung der beiden unteren dieser

Abteilungen mit dem Untercambrium Schwedens kann um so weniger gezweifelt werden, als sie die nämlichen Medusen-Abdrücke und zu oberst Olenellus enthalten, auch ist die petrographische Beschaffenheit, wenn man von der unverwischten Erhaltung des ursprünglichen Habitus der Sedimente in Rußland absieht, nicht sehr verschieden: der Ton enthält sandige Zwischenlagen und der Eophytonsandstein Schieferbänke, die aus dem Ton hervorgegangen sind. Die Obolensandsteine entsprechen, obwohl ohne Trilobiten, den Paradoxides- und Olenusstufen und sind wohl als die Küstenfazies des skandinavischen Mittel- und Obercambriums anzusehen, welche in tieferem Meere abgelagert wurden.

Im Polnischen Mittelgebirge treten bei Sandomir mittelcambrische Tonschiefer und Quarzite zu Tage, in welchen letzteren Paradoxides Tessini, Agnostus fallax und A. gibbus häufig sind*).

Während die Abweichungen in der Entwickelung der cambrischen Schichtenreihe in Nordeuropa auf verschiedenartige Faziesbildung innerhalb eines und desselben Meeresbeckens zurückzuführen sind, verhält sich die Gliederung und Versteinerungsführung derselben in Böhmen in vieler Beziehung abweichend. Auch hier beginnt das Cambrium mit Grauwacken, Konglomeraten, quarzitischen Sandsteinen und Grauwackensandsteinen der Kamenna hurka und von Lohovic (Przibramer Grauwacke, oberer Teil der Etage B Barrande's), welche nach Jahn und Pompeckj eine Fauna vom Alter des Untercambriums, also der Olenellusstufe enthalten, mit Ellipsocephalus vetustus, Solenopleura torifrons, Orthis Ruthani u. a., freilich ohne Olenellus, aber auch ohne den mittelcambrischen Paradoxides und Agnostus. Das Mittelcambrium wird vertreten durch die Paradoxidesschiefer von Tejrovic, Skrej und Jinec (Etage C Barrande's; Primordialstufe) mit Einlagerungen von Sandsteinen, Konglomeraten und Eruptivgesteinen. Die in Britannien und Skandinavien so reich gegliederten Paradoxidesschichten enthalten in Böhmen eine einheitliche und von der nordeuropäischen verschiedenartige Trilobitenfauna (Parad. bohemicus und spinulosus, Conocoryphe, Ellipsocephalus, Arionellus, Agnostus u. a.). Das Obercambrium fehlt in Böhmen vollständig.

Solche tiefgreifende Unterschiede in der Versteinerungsführung und Gliederung führen mit zwingender Notwendigkeit zu dem Schlusse, daß die cambrischen Schichten von Nordeuropa und Böhmen in durch Festlandsmassen getrennten Meeren zur Ablagerung gelangten. Diese Trennung hielt während der älteren Silurzeit an.

Die teils lückenhafte, teils versteinerungsarme Ausbildung des Cambriums in den übrigen Teilen von Europa macht eine weitere Durchführung

*) G. Gürich, Das Palaeozoicum im Polnischen Mittelgebirge. St. Petersburg 1896. S. 16 und N. Jahrb. 1892. I. S. 69.

solcher Vergleichungen an dieser Stelle untunlich. (Vgl. hingegen Frech, Leth. palaeoz. II. S. 19 u. f.).

Das ganze mitteldeutsche Silur, also dasjenige des Fichtelgebirges, Frankenwaldes, Thüringens, des Vogtlandes und Erzgebirges, wird von einer fast versteinerungsleeren Schichtenreihe unterlagert, welche sich in ihrem petrographischen Charakter innigst einerseits an das Untersilur, anderseits an die Phyllite anschließt, so daß sich Grenzen zwischen denselben nicht ziehen lassen. Man hat diese Schichten als Äquivalente des Praecambriums und Cambriums aufzufassen (s. S. 394). Die untersten Komplexe derselben bestehen aus zum Teil noch sehr phyllitähnlichen, nach oben zu mehr grauwackenschieferartigen Tonschiefern von graugrüner bis blauschwarzer oder violetter Farbe mit Einlagerungen von Dachschiefern, Grauwacken, Quarzitschiefern, Kieselschiefern, Schieferporphyroiden, Amphiboliten. Ein ihnen in Thüringen eingeschalteter Alaunschiefer enthält Archaeocyathus-artige Reste (K. v. Fritsch). Aus den wesentlich höher gelegenen Quarziten von Siegmundsburg beschrieben Loretz und v. Fritsch undeutliche Steinkerne eines Linguliden (Dinobolus). Die obersten, meist quarzitisch gebänderten Komplexe enthalten in allen oben genannten cambrischen Gebieten zum Teil sehr zahlreiche Steinkerne eines Seetanges, Phycodes circinnatus Richter (Fig. 185), und sind dann als Phycodenschiefer entwickelt.



Fig. 185. Phycodes circinnatus Richt. Brongn. sp.

In Nordfrankreich, Belgien und im Hohen Venn bei Aachen*) kennt man als Vertreter des Cambriums mächtige Systeme von versteinerungsleeren Phylliten, Sandsteinen und Dachschiefern (Salm-Stufe), zu unterst mit vorwiegenden Quarziten (Venn-Stufe), an der oberen Grenze mit Dictyonemaschiefern. Paradoxidesschichten kennt man aus Nordspanien, der Sierra Morena und Languedoc; hier stellen sich am Südabfalle des Zentralplateaus auch Schiefer mit Olenus und Dikelocephalus ein. In Sardinien ist das Mittelcambrium vertreten und reich an Paradoxides, Olenopsis und namentlich Archaeocyathus**).

Die Entwickelung des Cambriums in Nordamerika***) weicht von der

*) Holzapfel, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1898. S. CVI.

**) Bornemann, Act. Nov. Leop.-Carol. D. Ak. Bd. LI. 1886 und Bd. LVI. 1891; siehe N. Jahrb. f. Min. 1889. I. S. 329 und 1893. II. S. 126. — Pompeckj, Z. d. D. geol. Ges. 1901. S. 1.

***) Walcott, Cambrian Faunas of N. A. Bull. U. S. geol. Survey. No. 10. 1884, No. 30. 1886 und No. 81. 1891 sowie Fauna of the Lower Cambrian. U. St. geol. Surv. X. Ann. Rep. 1888/89. S. 512 (mit 50 Taf.) und vollständigem Literaturverzeichnis.

des europäischen nur unwesentlich ab. Die Äquivalente der Caerfai- und Eophytonstufe (unterstes Untercambrium) sind in Canada und Neufundland bekannt und bestehen aus Konglomeraten und Sandsteinen (Basal-Series). Außerordentlich reich ist die Entwickelung der darauf folgenden eigentlichen Olenellusschichten (Georgia-Group). Das Mittelcambrium, die Paradoxidesstufe (St. John- oder Acadian-Group) ist nur im Osten Nordamerikas (Neufundland und Massachusetts) ähnlich wie in Skandinavien und England entwickelt und zeichnet sich durch z. T. riesenhafte Arten des genannten Trilobiten aus. Das Obercambrium (Potsdam-Group) ist besonders durch die reiche Entfaltung der Trilobitengattungen Dikelocephalus und Bathyurus gekennzeichnet, während der für das europäische Obercambrium so charakteristische Olenus bis auf Neufundland vollkommen fehlt. An der oberen Grenze folgen Dictyonemaschiefer.

Auch innerhalb des nordamerikanischen Kontinentes zeigen sich in der Ausbildung der cambrischen Formation sehr wesentliche Unterschiede. Vor allem ist das Fehlen des Unter- und Mittelcambriums in den mittleren und südwestlichen Teilen des Kontinentes hervorzuheben. In den Black Hills in Wisconsin und Minnesota, in Texas und in dem großartigen auf S. 391 in Fig. 170 wiedergegebenen Profile des Grand Cañon*) lagern die obercambrischen Bildungen (Tonto-Group) unmittelbar und diskordant auf vielfach gestörten algonkischen oder archäischen Schichten; es dürfte somit ein großes Areal zwischen Oberem See, Arizona und Texas während des älteren und mittleren (Georgia- und Acadian-) Abschnittes der cambrischen Periode Festland gewesen sein. Jenseits desselben, in Nevada, Utah und British-Columbia gelangte das Unter- und Mittelcambrium, ersteres als Olenellus-Schichten, letzteres als Olenoides- und Agnostus-Schichten (jedoch ohne Paradoxides), wieder zur Ablagerung.

So offenbart sich denn in Europa wie in Amerika das Vorhandensein ausgedehnter cambrischer Kontinente, und zwar indirekt aus den mächtigen Konglomeraten, Grauwacken und Sandsteinen des Cambriums, anderseits aber auch aus dessen Stratigraphie, Transgression und Faziesbildung.

Die silurische Formation.

Als silurische Formation bezeichnet man eine bis über 6000 m mächtige Schichtenreihe von vorherrschenden tonigen und sandigen, sowie von jetzt an weit mehr in den Vordergrund tretenden kalkigen Gesteinen, welche auf der cambrischen Formation auflagern, von der devonischen Formation überlagert werden und zum Teil reich an organischen Resten und zwar fast ausschließlich an solchen von einstigen Meeresbewohnern, also von Korallen,

*) Fr. Frech, N. Jahrb. 1895. II. S. 153. Taf. III.

Graptolithen, Crinoideen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten sind, während Landtiere bis auf einige seltene in Gotland und Schottland gefundene Skorpione nicht bekannt und Landpflanzen noch außerordentlich spärlich sind.

Der **petrographische Charakter** der silurischen Schichtenreihe ist zwar kein konstanter, vielmehr in den verschiedenen Bildungsgebieten des Silurs ein verschiedener, doch läßt sich im allgemeinen annehmen, daß Tonschiefer, Sandsteine, Grauwacken und Grauwackenschiefer, in manchen Gegenden aber auch versteinerungsreiche Kalksteine die vorherrschenden Gesteinsarten sind, zu welchen sich als untergeordnete Gebirgsglieder Konglomerate, Quarzite, Kieselschiefer, Alaunschiefer, Mergel und Dolomite gesellen*). Eine ziemlich allgemein verbreitete Erscheinung innerhalb der Silurformation ist deren Phosphoritführung, die sich teils im Auftreten von knollenförmigen Phosphoritkonkretionen, teils im Phosphatgehalte der Schichtgesteine selbst kundgibt**).

Die Silurformation ist im allgemeinen ziemlich reich an Erzlagerstätten, und zwar sind es Eisenerze, sowie Kupfer-, Blei- und Zinkerze, welche in Gestalt von Flötzen, Imprägnationen und unregelmäßigen Einlagerungen als integrierende, also gleichalterige Glieder der Silurformation bekannt sind. Hierher gehören die Lager von oolithischem Thuringit- und Roteisenerz im Untersilur von Böhmen, Thüringen und New York, die Alaunschiefer mit mehr oder weniger großem Gehalte von Schwefelkies, die zahlreichen und ausgedehnten Flötze von Brauneisenstein im untersilurischen Dolomite des großen appalachischen Beckens von Nordamerika.

Nicht ohne Interesse, ja selbst von technischem Werte ist das, wenn auch seltene Vorkommen von Anthracitflötzen zwischen silurischen, zum Teil Graptolithen führenden Schiefern Schottlands, Irlands und Portugals. Das Material dieser Kohlengesteine kann außer von Graptolithen nur von Seetangen abstammen, da während der Zeit seiner Ablagerung nur sehr sparsame höher organisierte Pflanzen existierten. Auch Steinsalzeinlagerungen sind in der Silurformation vorhanden, aus welchen zahlreiche Salzquellen, z. B. bei Salina und Syracuse im Staate New York, entspringen. In der canadischen Provinz Ontario sind im oberen Silur sechs Steinsalzflötze von 2—12 m Mächtigkeit durchbohrt und im Silur der indischen Saltrange ebenfalls mehrere Steinsalzlager erteuft worden.

Der paläontologische Charakter der Silurformation. Die Fauna des silurischen Zeitalters war, abgesehen von einigen seltenen Skorpionen (Palaeophonus) aus dem Silur Schwedens und Schottlands, ausschließlich marin. Die silurische Flora enthält außer Meerespflanzen auch bereits

*) Fr. Frech, N. Jahrb. 1899. II. S. 164.
**) L. Kruft, N. Jahrb. Beil. Bd. XV. 1901. S. 1.

Landpflanzen. Erstere gehören den Fucoiden, den Seetangen, und den Kalkalgen (Siphoneen) an. Ihres mangelhaften Erhaltungszustandes wegen ist der paläontologische Wert der ersteren nur ein geringer, ja viele früher für Fucoiden gehaltene Reste haben sich als Kriechspuren von Tieren herausgestellt*). Dahingegen ist die Beteiligung kalkabscheidender Siphoneen (namentlich Vermiporellen und Palaeoporellen) am Aufbau mächtiger Schichtenkomplexe, z. B. des skandinavisch-baltischen Silurs, eine sehr wesentliche**). Die Landflora des Silur zeigt, ebenso wie die darauf folgende Devonflora, viele Anklänge an die Pflanzenwelt des Carbon. Charakteristisch für jene beiden älteren Floren sind die Bothrodendraceen

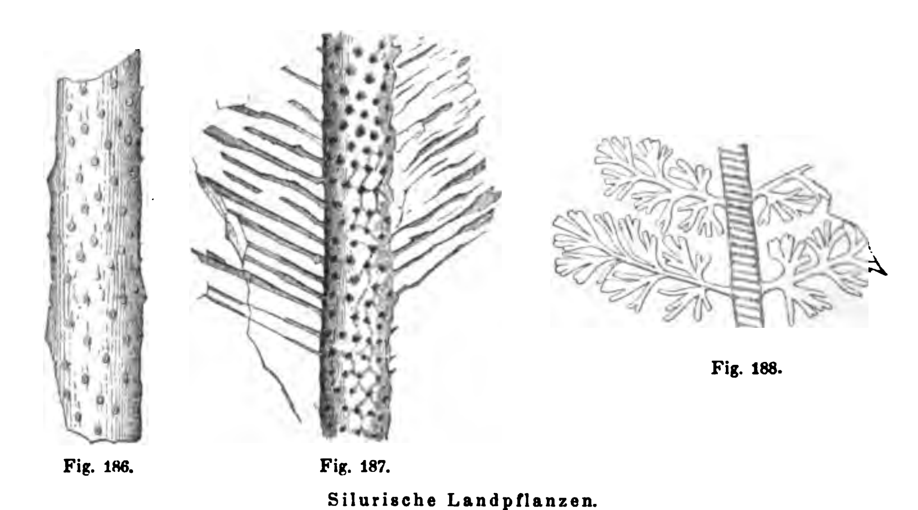


Fig. 186. Fig. 187. Fig. 188.

Silurische Landpflanzen.
Fig. 186. Zweigstück und Fig. 187 beblätterter Sproß von Cyclostigma hercynicum Weiß. — Fig. 188. Sphenopteridium rigidum Pot.

(eine Gruppe der Lepidophyten), z. B. Cyclostigma hercynicum Weiß (Fig. 186 und 187) mit den zugehörigen Knorrien. Außerdem kommen einige Farne, z. B. Sphenopteridium rigidum Pot (Fig. 188), und endlich Psilophyton vor***).

Eine viel mannigfaltigere Entwickelung, einen viel größeren Formen- und Individuenreichtum hat die Tierwelt während der Silurperiode erlangt, so daß wir bereits weit über 10000 silurische Tierarten kennen.

*) Nathorst, Kgl. Svensk. Vetensk.-Acad. Handl. Stockholm. Bd. 18. No. 7. 1881 und Bd. 21. No. 14.

**) Stolley, Naturw. Wochenschr. 1896. Nr. 15. — Ders., Schriften d. naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein. Kiel 1897. S. 110. — L. Siegert, Z. f. Naturw. 1898. S. 108.

***) Potonié, Lehrbuch der Pflanzenpalaeontologie. 1899. S. 362 und 363. — Ders., Die Silur- und Culmflora des Harzes usw. Abh. d. k. pr. geol. La. N. Folge. Heft 36. Berlin 1901.

Die fortschrittliche Entwickelung des organischen Lebens offenbart sich in dieser Fauna dadurch, daß sich zu den beiden Haupttiergruppen des Cambriums, den Trilobiten und den hornschaligen Brachiopoden, eine Fülle von Cephalopoden, Kalk-Brachiopoden, Korallen, Graptolithen und Crinoiden gesellt, denen sich schließlich die ersten Knorpelfische anreihen.

Unter den niedrigst stehenden Tieren spielen die Radiolarien z. B. in den Hornsteinen und Kieselschiefern eine bedeutsame Rolle; auch Spongien sind ziemlich reichlich vertreten. Unter ihnen ist namentlich Astylospongia praemorsa Röm. (Fig. 189) hervorzuheben, welche auf Gotland, in Tennessee und als diluviales Geschiebe in der norddeutschen Ebene in größerer Häufigkeit nachgewiesen ist. Von fast derselben Bedeutung ist Aulocopium aurantium Röm. aus dem Untersilur von Esthland und als nordisches Geschiebe, ferner Astraeospongia meniscus Saff. Letztgenannter scheibenförmiger Schwamm zeichnet sich durch die Regelmäßigkeit und Größe seiner sechsstrahligen Spiculae aus.



Fig. 189. Astylospongia praemorsa Röm.



Fig. 190. Omphyma subturbinatum E. H.

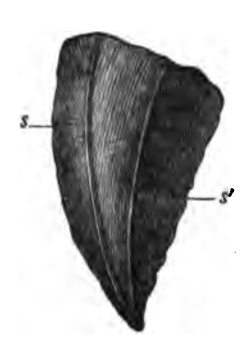


Fig. 191. Streptelasma europaeum Röm. (s Hauptseptum, s' Seitenseptum.)

Die Hauptmasse der silurischen Korallen gehört zu der Abteilung der Tetracoralla oder Rugosa, deren Sternlamellen stets vier, nie aber sechs Systeme bilden. Unter ihnen besitzen die Geschlechter Omphyma, Streptelasma, Acervularia, Stauria, Syringophyllum, Cyathaxonia die größte Verbreitung. Als besonders bezeichnende Formen mögen hier angeführt werden: Streptelasma europaeum F. Röm. (Fig. 191), auf der Außenseite sind die Primärsepta und die fiederig gestellten späteren Septen sichtbar; — Goniophyllum pyramidale His., eine vierseitige, mit 4 Deckeln versehene Koralle; — Calostylis denticulata Kjer.; — Omphyma subturbinatum E. H. (Fig. 190). Fast ebenso zahlreich wie die Rugosen sind die Tabulata im Silur vertreten; ihre Septa sind verkümmert, dahingegen Querböden in großer Vollkommenheit entwickelt.

Namentlich sind die Gattungen Calamopora (Favosites) und Syringopora durch ihren Artenreichtum bezeichnend, steigen jedoch auch bis in das Devon hinauf. Halysites (Catenipora) hingegen ist ausschließlich silurisch und deshalb ein treffliches Leitfossil. Die wichtigsten Arten sind Calamopora gotlandica Lam. (Fig. 192) und Halysites catenularia Linn. (Fig. 193). Der Korallenstock der ersteren besteht aus dicht neben-

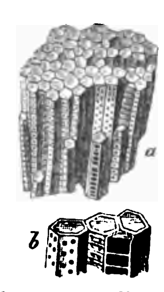


Fig. 192. Calamopora (Favosites) gotlandica Lam.
a in natürlicher Größe, b etwas vergrößert, um die Poren und Querböden zu zeigen.



Fig. 193. Halysites catenularia Linn.

einander stehenden, lang prismatischen Zellen, welche zahlreiche horizontale Querböden besitzen und durch Poren in den Seitenwänden miteinander in Verbindung stehen. Bei der zweiterwähnten Art sind lauter im Querschnitte ovale Röhrenzellen mit ihrem schmalen Ende verwachsen und wie Glieder einer Kette aneinander gereiht. Horizontale Querböden sind ebenfalls vorhanden.

Zu den eigentümlichsten organischen Erscheinungen der silurischen Periode gehören die Graptolithen (Fig. 194), welche man als den Sertularien ähnliche Entwickelungsstadien von Medusen deutet. Bei ihrer großen Häufigkeit, ihrer auffälligen und leicht kenntlichen Form und ihrer ausschließlich silurischen Verbreitung sind sie eines der wichtigsten Erkennungsmerkmale der Silurformation. Innerhalb derselben bilden sie mehrere, in England und Schonen sogar zahlreiche Horizonte, deren jeder eine ihm eigentümliche Graptolithenfauna birgt*). Die Graptolithen liegen fast stets in großer Anzahl vergesellschaftet auf den Schichtungsflächen der silurischen Schiefer (Graptolithenschiefer) und sind in diesem Falle stark zusammengedrückt; in sandigen und kalkigen Gesteinen sind sie zwar seltener, aber dann in natürlicher Wölbung erhalten. Die wichtigsten Graptolithen-Gattungen sind Monograptus, der Kanal nur auf einer Seite mit zahnähnlichen Zellen versehen, z. B. M. colonus Barr. (Fig. 194 A), ferner M. tur-

*) Lapworth, Ann. Mag. Nat. Hist. ser. 5. Vol. III. — Tullberg, Z. d. D. geol. Ges. 1883. S. 223. — Barrois, Ann. d. la Soc. géol. du Nord. Lille 1892. p. 75. — Frech, Leth. palaeoz. II. S. 112.

riculatus Barr. (Fig. 194 *B*) und Didymograptus Murchisoni Beck (Fig. 194 *E*); Diplograptus (Fig. 194 *F*) auf beiden Seiten mit Zellenfort-

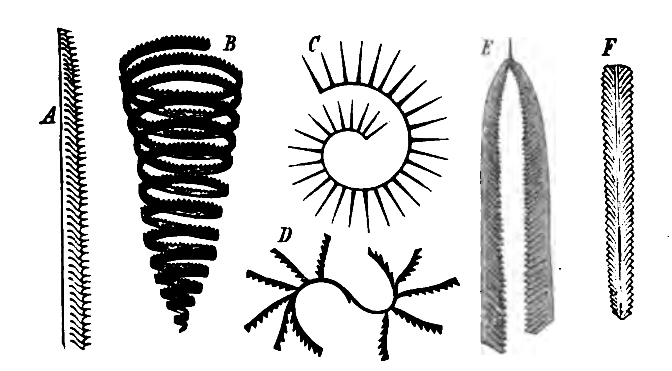


Fig. 194. Graptolithen.
A Monograptus colonus Barr., *B* Monogr. turriculatus Barr., *C* Rastrites Linnei Barr., *D* Coenograptus gracilis Hall., *E* Didymograptus Murchisoni Beck., *F* Diplograptus palmeus Barr.

sätzen, z. B. D. pristis His.; Rastrites, mit langen, zarten, völlig getrennt und senkrecht auf der Achse stehenden Zellen, z. B. R. Linnei Barr. (Fig. 194 *C*), Phyllograptus, Coenograptus (Fig. 194 *D*) und Retiolites.

Von den Echinodermen sind die Seesterne (Palaeaster, Protaster, Palaeocoma) und Seeigel (und zwar Perischoëchiniden) meist durch so vereinzelte Individuen vertreten, daß diese ohne Einfluß auf den Gesamthabitus der silurischen Fauna bleiben; dahingegen gehören die Pelmatozoen zu den charakteristischsten Erscheinungen des silurischen Zeitalters. So ist die Abteilung der Cystideen, als deren Hauptvertreter die Gattung Echinosphaerites gilt, wesentlich silurisch und zwar untersilurisch. Unter diesen tritt namentlich der kugelrunde Kelch von Ech. aurantium Hisinger (Fig. 195) in zahlloser Menge der Individuen im nördlichen Europa auf. Die übrigen Cystideen-Gattungen, also z. B. Cryptocrinus, Caryocystites, Echinoëncrinus, Hemicosmites, kommen nur vereinzelter und in beschränkter geographischer Verbreitung vor. Die Crinoideen mit großen zusammengesetzten Armen und radial angeordneten Kelchtäfelchen haben ebenfalls im Obersilur bereits eine sehr bedeutende Entwickelung erlangt. Verhältnismäßig sehr verbreitet sind die Gattungen Cyathocrinus, Taxocrinus, Melocrinus, Dimerocrinus, Lecanocrinus. Allein aus dem ober-

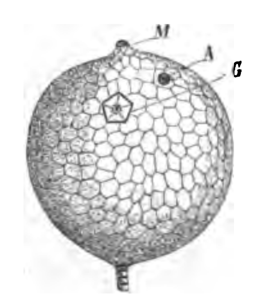


Fig. 195. Echinosphaerites aurantium His. sp.
M Mund, *A* After, *G* Genitalpyramide.

silurischen Korallenkalk der Insel Gotland sind 43 Gattungen mit 176 Arten von Crinoideen beschrieben.

Mit die wichtigste Rolle in der silurischen Fauna spielen die Brachiopoden und Cephalopoden, und zwar von ersteren neben hornschaligen, schloßlosen Formen wie Lingula und Discina namentlich die kalkschaligen mit Schloß versehenen Geschlechter Porambonites, Rhynchonella, Spirifer, Strophomena, Atrypa, Leptaena, Chonetes, vorzugsweise aber Orthis und Pentamerus. Man kennt jetzt aus dem Silur gegen 2600 Arten von Brachiopoden. So ist Orthis durch über 400 Arten vertreten, von denen folgende ihrer großen geographischen Verbreitung wegen hervorzuheben sind: O. elegantula Dalm., — O. canaliculata Lindst. (Fig. 196). — O. vespertilio Sow. — O. lynx Eichw. (Fig. 198). Chonetes striatella Dalm. (Fig. 197) ist im Obersilur Nord-

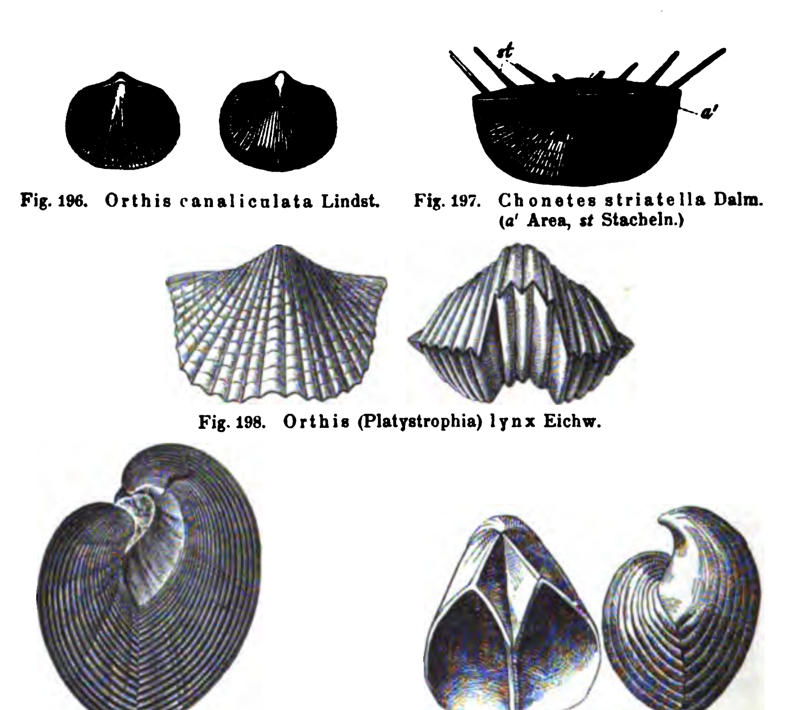


Fig. 196. Orthis canaliculata Lindst.

Fig. 197. Chonetes striatella Dalm. (a' Area, st Stacheln.)

Fig. 198. Orthis (Platystrophia) lynx Eichw.

Fig. 199. Pentamerus Knighti Sow.

Fig. 200. Pentamerus conchidium Brongn.

europas und Amerikas, sowie in erratischen Geschieben Norddeutschlands sehr häufig. Die Gattung Pentamerus ist bis auf einige Arten, welche in das Devon hinaufsteigen, auf die silurische Formation beschränkt und in dieser in etwa 40 Spezies bekannt. Von denselben besitzt namentlich Pentamerus Knighti Sow. (Fig. 199) eine große Verbreitung in Deutsch-

land, England, Schweden und Rußland. Er, sowie P. borealis, P. esthonus und P. conchidium Brongn. (Fig. 200) füllen gewisse Bänke des Obersilurs ganz an. Atrypa reticularis Linn. (Fig. 201) besitzt die größte Verbreitung unter allen Brachiopoden der silurischen Formation, ist jedoch

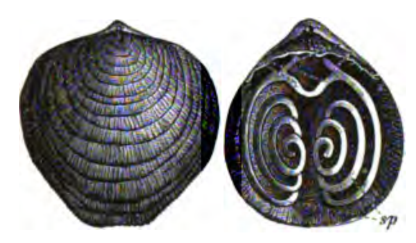


Fig. 201. Atrypa reticularis Linn. (sp Spiralkegel.)



Fig. 202. Strophomena depressa Sow.

dieser und dem Devon gemeinsam. Strophomena depressa Sow. (Fig. 202) kommt der vorigen Art an Zahl der Fundorte fast gleich und steigt ebenfalls in das Devon.

Die Zweischaler stehen, verglichen mit den Brachiopoden und Cephalopoden, an Wichtigkeit in der silurischen Fauna zurück. Vertreten sind namentlich die Gattungen Avicula, Aviculopecten, Ambonychia, Myalina, Ctenodonta, Lucina, Conocardium, Grammysia, Cardiola. Von den zahlreichen ineinander übergehenden Formen des letzten Genus ist Card. interrupta Sow. (Fig. 203) am verbreitetsten und am

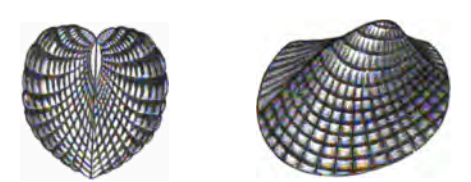


Fig. 203. Cardiola interrupta Sow.

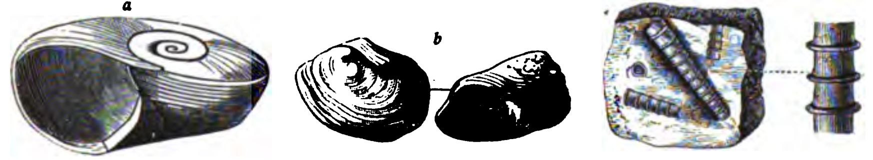


Fig. 204. Maclurea Logani Salt. a Gehäuse, b Deckel.

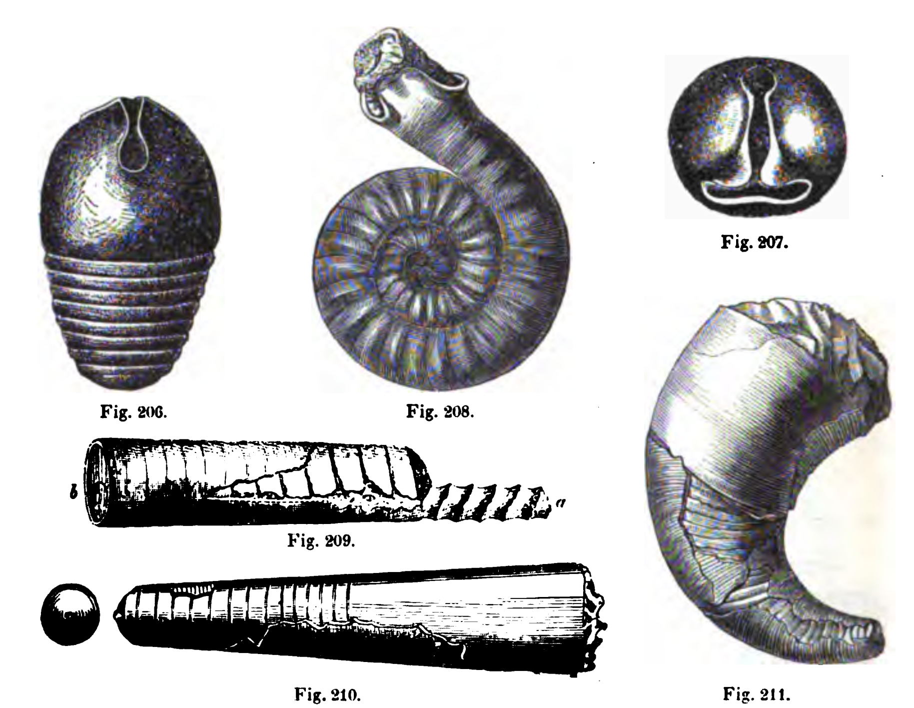
Fig. 205. Tentaculites annulatus Schloth.

leichtesten kenntlich. Die silurischen Gastropoden*) gehören meist den Geschlechtern Pleurotomaria, Murchisonia, Euomphalus, Eunema,

*) E. Koken, Entwickelung der Gastropoden vom Cambrium bis zur Trias. N. J. Min. Beilageband VI. 1889. S. 305.

Cyclonema, Platyceras, Loxonema, Bellerophon und Capulus an; ausschließlich silurisch ist u. a. die Gattung Maclurea, welche besonders im amerikanischen Silur stark, nämlich durch 26 Spezies, vertreten ist, von denen wir M. Logani Salter (Fig. 204) hervorheben. — Von Pteropoden bedecken namentlich die Tentaculiten (Fig. 205) in unzähliger Menge die Schichtungsflächen gewisser silurischer Kalksteine und Tonschiefer. Hierher gehören auch Theca, Conularia und Hyolithes, welche in zahlreichen Spezies sehr verbreitet im Silur sind.

Die Cephalopoden sind im Silur ausschließlich durch Nautileen vertreten und zwar durch mehr als 1800 Spezies (gegen 6 Nautilus-Arten der Jetztzeit), — die Vorläufer der Ammoneen, welche in jüngeren Formationen eine so außerordentlich wichtige Rolle spielen, kennzeichnen den Beginn der devonischen Periode. Von den Nautileen erreicht das Genus Orthoceras (Fig. 210) bereits im Silur das Maximum seiner Entwickelung

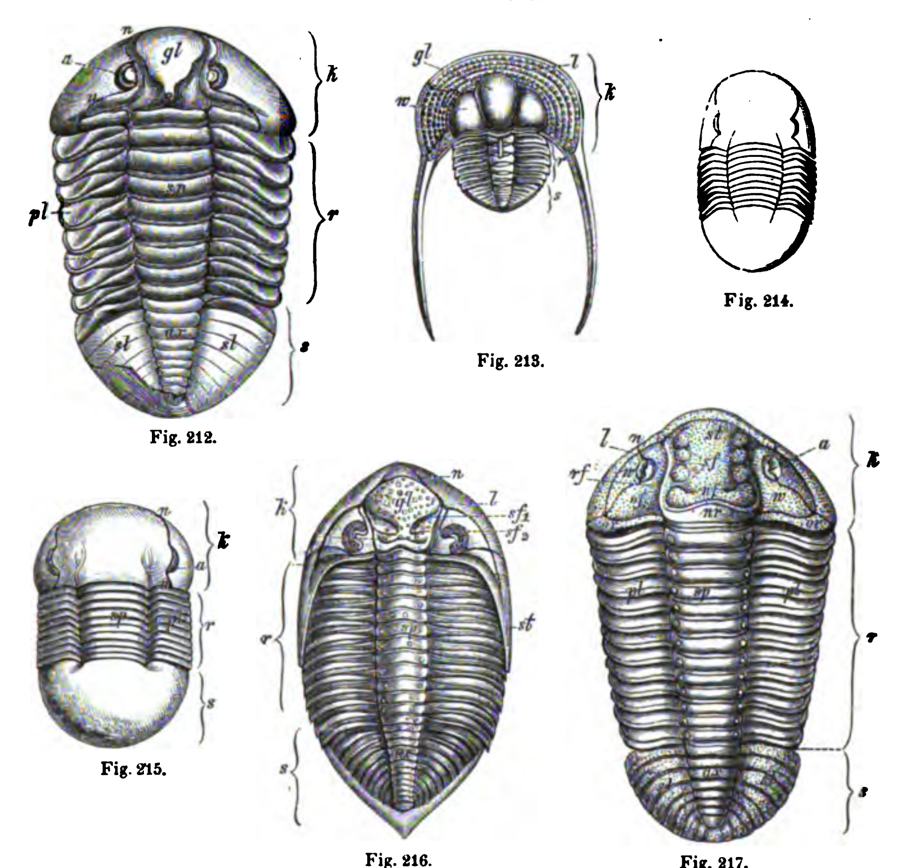


Silurische Cephalopoden.
Fig. 206 und 207. Gomphoceras bohemicum Barr. (Fig. 207 die Mündung zeigend). — Fig. 208. Lituites (Ophidioceras) simplex Sow. — Fig. 209. Endoceras duplex Wahlenb., *a b* randständiger, weiter Sipho. — Fig. 210. Orthoceras timidum Barr. — Fig. 211. Cyrtoceras Murchisoni Barr.

in über 1000 Arten und erzeugt z. B. in Schweden Riesenformen von 1,5 bis 2 m Länge. Ganz eigentümlich sind für die silurische Gruppe diejenigen Formen, bei welchen der Sipho sehr groß, kugelig — perlschnurartig und

zum Teil im Inneren mit Obstruktionsringen versehen ist, und die man als Ormoceras und Huronia von Orthoceras getrennt hat. Das Orthoceratiden-Genus Endoceras (Fig. 209) mit sehr weiten und langen, randständigen Siphonaltuten ist auf das Untersilur beschränkt. Dagegen sind die Gattungen Phragmoceras, Gomphoceras (Fig. 206 und 207), Ascoceras, Trochoceras, Cyrtoceras (Fig. 211), Lituites (Fig. 208) und Nautilus im ganzen Silur, zum Teil in zahlreichen Arten sehr verbreitet.

Von Anneliden (Gliederwürmern) sind chitinige Kiefer (Conodonten) besonders im Gotländer Obersilur überliefert.



Silurische Trilobiten.

Rückenschale. *k* Kopfschild, *r* Rumpf, *s* Schwanzschild, *gl* Glabella, *w* Wangen, *n* Gesichtsnaht, *l* Randsaum, *st* Wangenstachel, *a* Auge, *sf* Seitenfurchen, *rf* Rückenfurchen, *sp* Spindel, *pl* Pleuren. Fig. 212. Asaphus expansus Linn. — Fig. 213. Trinucleus ornatus Stbg. — Fig. 214. Illaenus Davisii Salter. — Fig. 215. Illaenus angustifrons Holm. — Fig. 216. Dalmania caudata Brünn. — Fig. 217. Calymene Blumenbachi Brgt.

Einen außerordentlich großen Formen- und Individuenreichtum entwickeln die Trilobiten im Silur. Sie erreichen den Höhepunkt ihrer Entwickelung bereits im Untersilur. Die obersilurischen Trilobiten kommen

ihren Vorfahren nur noch in der Zahl der Arten, nicht mehr in derjenigen der Gattungen gleich. Im Silur kennt man 128 Genera mit gegen 1400 Arten, so daß der eigentümliche Gesamteindruck der silurischen Fauna wesentlich von dieser erloschenen Crustaceen-Familie ausgeht. Viele silurische Trilobiten haben das Vermögen, sich zusammenzukugeln. Die Unterseite mit den gegliederten Füßen ist nur in den seltensten Fällen erhalten. Die wichtigsten und artenreichsten silurischen Trilobiten-Geschlechter sind Asaphus (Fig. 212), Illaenus (Fig. 214), Chasmops, Trinucleus (Fig. 213), Ogygia, Bronteus, Encrinurus, Sphaerexochus, Phacops, Cyphaspis, Acidaspis, Dalmania (Fig. 216), Calymene (Fig. 217), Cheirurus und Harpes.

Die Verteilung der zahlreichen Gattungen und Arten der Trilobiten liefert die besten Anhaltspunkte für die Gliederung des älteren Palaeozoicums und so auch des Silurs in Unterabteilungen und Stufen, sowie für die Trennung geographischer Provinzen.

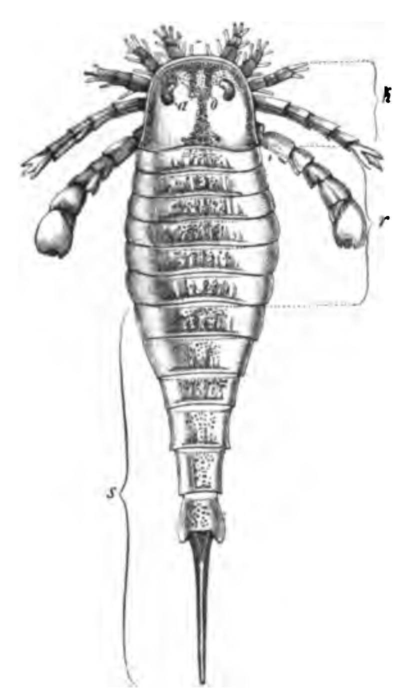


Fig. 218. Eurypterus Fischeri Eichw. (k Kopfschild, r Rumpf, s Schwanz.

Im Obersilur gesellen sich zu den Trilobiten die Eurypteriden*) (Fig. 218), riesige, bis 2 m lange Krebstiere mit kurzem breitem Kopfschilde, dieses mit kleinen zusammengesetzten Augen, mit 6 gegliederten Beinpaaren und mächtigem, langgestrecktem, aus 12 Segmenten bestehendem Rumpf und Hinterleib, der in einen langen Stachel endet.

Zu den Crustaceen gehört ferner die im Obersilur und oberen Untersilur weit verbreitete Beyrichia, ein kleiner Muschelkrebs mit abgerundet vierseitigen Klappen, diese mit höckerig-warziger Oberfläche, und die glatte Leperditia. Endlich entstammen dem Obersilur Gotlands und Schottlands die seltenen Reste einiger Skorpione (Palaeophonus).

Von Wirbeltieren hat man in den unteren Niveaus des europäischen Silur bis jetzt keine Spur entdeckt, erst im Obersilur erscheinen in England, Rußland und Skandinavien Reste

*) G. Holm, Organisation des Eurypterus Fischeri Eichw. Mém. Acad. imp. St. Pétersbourg. VIII. 2. 1898.

haiartiger Knorpelfische und Panzerganoiden anfänglich ganz vereinzelt (Pteraspis und Cephalaspis), dann in so großer Häufigkeit (Onchus), daß Flossenstacheln und emaillierte Chagrinschuppen in England eine förmliche Lage von Knochenbreccie (bone-bed) von freilich an den meisten Lokalitäten nur 3—8 cm Mächtigkeit gerade auf oder wenige Meter unter der Grenze zwischen Silur und Devon bilden.

Zweiteilung der silurischen Formation. Die aufgezählten Vertreter der silurischen Fauna gehören nicht sämtlichen Horizonten der Silurformation gemeinsam an, kommen also nicht in allen silurischen Schichtenkomplexen vergesellschaftet vor, sondern repräsentieren vielmehr eine Aufeinanderfolge von sich gegenseitig ablösenden Faunen. Auf dieser Verschiedenheit des paläontologischen Charakters in verschiedenen Niveaus der silurischen Formation beruht deren detaillierte Gliederung in zahlreiche Stufen, welche freilich meist nur lokale Geltung besitzen. In allen Ländern jedoch, in welchen die Silurformation in einigermaßen vollständiger Entwickelung nachgewiesen ist, also besonders in England, Böhmen, Skandinavien und Nordamerika, hat man zwei Hauptabteilungen von allgemeiner Gültigkeit fixieren können und dieselben als Untersilur und Obersilur bezeichnet.

1. Im **Untersilur** gesellen sich zu den aus dem Cambrium heraufsteigenden Trilobiten-Geschlechtern Ogygia, Agnostus und Asaphus die ihm eigentümlichen neuen Gattungen Aeglina, Illaenus, Ampyx, Acidaspis, Megalaspis, Trinucleus, Chasmops, Remopleurides in zum Teil riesigen Arten, — die Graptolithen und zwar namentlich zweireihige und gegabelte Formen (Diplograptus, Phyllograptus, Didymograptus) erreichen das Maximum ihrer Entwickelung, — von Brachiopoden erscheinen neben der bereits cambrischen Lingula, Discina und Orthis noch Leptaena, Strophomena, Orthisina, Atrypa, Porambonites, Spirifer, — die Nautileen stellen sich reichlicher ein, so Orthoceras, Endoceras, Cyrtoceras, Lituites, — von Gastropoden Maclurea, — die Pelmatozoen werden vorzüglich durch Cystideen vertreten, — Korallen spielen nur lokal eine Rolle.

2. Im **Obersilur** nehmen die Trilobiten bereits rasch ab. Wie vor Beginn des Untersilurs die S. 398 aufgezählten cambrischen Geschlechter, so sind im Obersilur die Gattungen Agnostus, Trinucleus, Ogygia, Chasmops, Remopleurides, Asaphus, Aeglina, Megalaspis bereits vollkommen erloschen. Dahingegen sind Calymene, Phacops, Lichas, Dalmania, Proteus, Harpes durch zahlreiche Arten vertreten. Ausschließlich obersilurisch sind Bronteus und Arethusina. Auch die Graptolithen nehmen an Mannigfaltigkeit ab und stellen einreihige Formen wie Rastrites und Monograptus. Die kalkschaligen Brachiopoden erheben sich zu großem Arten- und Formenreichtum, indem sich den älteren Gattungen namentlich

Pentamerus und Rhynchonella anreihen. Gleiches gilt von den Nautileen (Orthoceras, Cyrtoceras, Phragmoceras, Gomphoceras, Trochoceras, Ascoceras u. a.) mit gegen 1000 Arten. Die im Untersilur stellenweise so außerordentlich verbreiteten Cystideen nehmen schnell ab, wohingegen die bis dahin seltenen langarmigen Crinoideen an Formen- und Individuenreichtum zunehmen und eine große Bedeutung und das Maximum ihrer Entwickelung erhalten; zugleich treten die ersten Blastoideen auf. Die Korallen (tabulata und rugosa) sowie Stromatoporiden erscheinen in großer Fülle und Mannigfaltigkeit und bilden ganze Bänke. Dem obersten Silur gehören endlich die Eurypteriden und die ersten häufigeren Knorpelfische an.

Die geographische Verbreitung und speziellere Gliederung der Silurformation (hierzu die tabellarische Übersicht auf S. 426). Das Silur besitzt in Europa drei Verbreitungsgebiete von verschiedenem Charakter ihrer Spezialfaunen. Das erste begreift die britischen Inseln, Belgien und Nordfrankreich, — das zweite umfaßt Norwegen, Schweden, die Ostseeprovinzen und das Innere Rußlands, — dem dritten gehören die silurischen Areale Böhmens, Sachsens, Thüringens, des Fichtelgebirges, der Ostalpen, Südfrankreichs, Spaniens und Portugals an. In der Fauna dieser Provinzen machen sich die schärfsten Unterschiede im Untersilur geltend, um sich im Obersilur allmählich zu verwischen.

In Britannien besitzt das Silur seine Hauptentwickelung in Wales, ist aber auch an der Südküste von Cornwall, sowie im südlichen Schottland und im nördlichen Teile der irischen Insel bekannt. Die englischen Geologen gliedern die silurische Schichtenreihe ihrer Heimat in folgende Unterabteilungen:

II. Obersilur.

3. Ludlow Group, a) unterer Ludlow- oder Aymestry-Kalkstein, mit Pentamerus Knighti, Rhynchonella Wilsoni, Lingula Lewisi, Orthoceras Ludense, Lituites giganteus, Eurypterus; b) obere Ludlow-Schichten, mit Orthis elegantula, Chonetes lata, Bellerophon trilobatus, Orthoceras bullatum; c) Passage-beds: Downton-Sandstein, mit dem Bone-bed von Resten der ältesten Fische (Onchus, Plectrodus, Pteraspis), zu oberst die in den Old-Red übergehenden Ledbury-Schiefer.
2. Wenlock-Group, und zwar a) Woolhope-Kalk, b) Wenlock-Mergel und -Kalk (oder Dudley-Kalk) mit Halysites catenularia, Calamopora Gotlandica, Omphyma turbinatum, Strophomena depressa, Pent. galeatus, Atrypa reticularis, Calymene Blumenbachi, Homalonotus delphinocephalus, Orthoceras annulatum. In Nordengland vertreten durch die Riccarton-Graptolithenschiefer.
1. Llandovery-Stufe mit Pentamerus oblongus, P. lens, Orthis, Atrypa, Harpes, Encrinurus, Illaenus, Calymene, Tentaculites annulatus. Konglomerate, Sandsteine, Grauwacken, 300—700 m mächtig. Zu oberst Mayhill-Sandstein und Tarannon-Schiefer (mit Rastrites, Monograptus). Als Graptolithen-Fazies die Stockdale-Schiefer.

I. Untersilur (Ordovician).

4. Bala oder Caradoc beds, kalkiger Sandstein mit viel Brachiopoden, z. B. Orthis vespertilio, Orthis tricenaria, Strophomena grandis. Maximum der Trilobiten, z. B. Trinucleus concentricus, Illaenus, Asaphus; ferner Echinosphaerites; zu oberst Hirnant-Kalk mit viel Orthis.
3. Llandeilo Flags, 1000—1500 m mächtig, mit viel Graptolithen, Orthoceras duplex, Asaphus tyrannus, Ogygia Buchi, Didymograptus geminus.
2. Arenig oder Stiperstone-Stufe, schwarze Tonschiefer und Quarzite, 800 m mächtig, mit Didymograptus, Diplograptus und viel Trilobiten, so Niobe, Ogygia, Asaphellus, Aeglina, Trinucleus. In Nordengland vertreten durch die Skiddaw-Graptolithenschiefer.
1. Tremadoc-Schichten, Grauwackensandsteine und Schiefer noch mit einer Anzahl cambrischer Trilobiten (Olenus, Agnostus), daneben echt silurische Formen von Asaphus, Ogygia und Cheirurus, ferner mit Tetragraptus und Bryograptus.

In Norwegen lassen sich vorzüglich zwei große Regionen der Silurformation unterscheiden, nämlich die von Kristiania und die vom Mjösensee. Die Silurschichten der Gegend von Bergen haben durch Dynamometamorphismus den Habitus krystalliner Schiefer erhalten (Reusch, vgl. S. 74). Höchst vollständig entwickelt und sehr genau erforscht ist das Silur in Schweden, wo auch die stratigraphischen Verhältnisse einfach liegen. Eine spezielle Übersicht der Einzelstufen desselben ist für deutsche Geologen deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil die Mehrzahl der für das schwedische Silur bezeichnenden Versteinerungen in den Diluvialgeschieben der norddeutschen Ebene vertreten, z. T. sogar zuerst aus diesen beschrieben worden ist.

Das Silur ist in Schweden in verschiedenen, durch archäische Areale getrennten Distrikten entwickelt und zwar das Untersilur vornehmlich in Dalekarlien, Schonen, Ost- und West-Gotland und auf der Insel Oeland, das Obersilur hingegen nur auf der Insel Gotland und in Schonen. Zu der nachfolgenden Übersicht, die im wesentlichen auf den Forschungen von Dames, Linnarsson, Tullberg, Nathorst, Lindström, Holm und Remelé beruht, ist zu bemerken, daß die aufgezählten Stufen keineswegs in jedem der schwedischen Silurareale vertreten sind, daß in diesen vielmehr eine ziemlich abweichende Faziesentwickelung herrscht. In petrographischer Beziehung kann man eine schieferige, meist graptolithenreiche und eine kalkige Fazies unterscheiden. Von ihnen besitzen die Kalksteine, also die Ceratopyge-, Orthoceren- und Cystideenkalke eine allgemeinere Verbreitung als die schieferigen Bildungen. So ist z. B. der untere Graptolithenschiefer nur aus Schonen, der Brachiopodenschiefer nur aus der Provinz Gotland und von Oeland bekannt. Anderseits aber gehört der Trinucleusschiefer zu den verbreitetsten Bildungen, während Leptaenakalk nur in Dalekarlien vorkommt. Wie im Silur Englands, so lassen sich auch in demjenigen Schwedens nach den aufeinander folgenden Graptolithenfaunen 20 Zonen unterscheiden.

Die Silurformation Schwedens wird von oben nach unten in folgende Stufen gegliedert, wobei sich kalkige und schieferige Gebilde gegenseitig verdrängen, also gänzlich ersetzen können:

II. Obersilur.

Kalkfazies (Gotländer Kalk):

7. Grobkörnige, rosarote Cephalopodenkalke mit großen Phragmoceren, Gomphoceras, Cyrtoceras.
6. Crinoideenkalke mit eingelagerten Stromatoporenriffen, diese bis 8 m mächtig, älteste echte Riffbildungen. Außerdem Cephalopoden- und Gastropodenkalke mit Ascoceras, sowie Schichten mit Megalomus gotlandicus.
5. Schicht mit Pterygotus; u. a. mit Acervularien, einer Ophiure und dem ältesten Skorpion (Palaeophonus).
4. Kalkstein, Oolithbänke und Mergel, hauptsächlichstes Korallenniveau, u. a. mit Lucina prisca, Pterineen und Pentamerus gotlandicus.
3. Mergelschiefer und Sandstein mit Phacops Downingiae und Strophomena euglypha.
2. Mergel mit Stricklandinia lirata, Palaeocyclus porpita und Leperditia baltica.
1. Rote Schiefer mit Arachnophyllum diffluens; Syringophyllum organum, Spirifer exporrectus, Phacops quadrilineatus.

Schieferige, graptolithenreiche Fazies:

von 7 und 6 = Cardiolaschiefer mit Cardiola interrupta und Monograptus;

von 5—1 = Oberer Graptolithenschiefer Ost- und West-Gotlands, Dalekarliens und Schonens, unten mit Rastrites und Monograptus, oben mit Retiolites und Monograptus.

I. Untersilur.

Kalkfazies:

6. Leptaenakalk Dalekarliens mit Illaenus Linnarssoni, zahlreichen Brachiopoden und Korallen.
5. Trinucleuskalk.
4. Kalk mit Chasmops macrurus.
3. Cystideenkalk mit Echinosphaerites, Orthis calligramma, Orthis lynx, Chasmops conicophthalmus.
2. Orthoceraskalk (Vaginatenkalk), seine beiden unteren Zonen gekennzeichnet durch das Vorwiegen der Vaginaten (Endoceras), die oberen durch die Häufigkeit der regulären Orthoceren:
   d) oberer grauer Orthocerenkalk mit Lituites lituus und Illaenus centaurus.
   c) oberer roter Orthocerenkalk mit Asaphus platyurus.
   b) unterer grauer Orthocerenkalk mit Asaphus expansus.
   a) glaukonitischer Orthocerenkalk mit Megalaspis planilimbata.
1. Kalk mit gemischten cambrischen und silurischen Formen, z. B. Ceratopyge forficula, nebst Cheirurus, Amphion, Agnostus, Dikelocephalus, Obolus.

Schieferige Fazies:

von 6 = Brachiopodenschiefer West-Gotlands und Schonens mit Staurocephalus clavifrons, Trinucleus Wahlenbergi;

von 5 = Untere schwarze und obere rote Schiefer mit Trinucleus Wahlenbergi und Remopleur. radians;

von 4 und 3 = Mittlerer Graptolithenschiefer Schonens mit Didymograptus;

von 2 = Unterer Graptolithenschiefer mit Tetragraptus und Phyllograptus.

In keinem Teile von Europa besitzt die silurische Formation eine solche Ausdehnung wie in Rußland. Dort verbreitet sie sich von Petersburg aus einerseits nach Westen längs der Südseite des Finnischen Meerbusens durch ganz Esthland und Nordlivland bis auf die Inseln Dagöe und Ösel, anderseits nach Osten an der Süd- und Südostseite des Ladoga-Sees. Ihre Schichten lagern fast vollkommen horizontal und bestehen zum Teil noch aus Tonen, losen Sanden, bituminösen Schiefern und tonigen Kalksteinen, so daß ihre petrographische Beschaffenheit eher an die jüngsten, als an eine der ältesten Sedimentformationen erinnert. Während in der Umgegend von Petersburg nur das Untersilur zur Ausbildung gelangt ist, läßt das silurische Territorium von Esthland, Livland, Dagöe und Ösel eine vollständige Entwickelung der Silurformation erkennen, deren Gliederung nach Fr. Schmidt in der Tabelle auf S. 426 wiedergegeben ist. Auch an den beiderseitigen Abfällen des Ural erscheinen silurische Schichten in langgestreckten Zonen, sind jedoch steil aufgerichtet und bedeutend disloziert.

Im Polnischen Mittelgebirge ist das Untersilur durch den Sandstein von Bukowka mit Orthis moneta und calligramma, das Obersilur durch Graptolithenschiefer mit Monogr. priodon, ferner durch Schiefer mit Cardiola interrupta, endlich durch Grauwackensandsteine mit Beyrichien vertreten*).

Viel beschränkter ist die Verbreitung des Silurs im mittleren Europa. Am vollständigsten entwickelt und am speziellsten untersucht ist es in Böhmen. Hier bildet dasselbe eine fast 20 Meilen lange und 2—3 Meilen breite elliptische Mulde, deren Flügel einer gemeinsamen Hauptachse zufallen, welche von Prag über Beraun in der Richtung auf Pilsen läuft. Dieses silurische Becken lagert auf einem mächtigen Systeme von cambrischen Schiefern und Grauwacken, von Phylliten und Glimmerschiefern, und dieses auf Graniten und Gneißen auf. J. Barrande gliederte diese gesamte Schichtenreihe in eine Anzahl Etagen, die er mit A bis H bezeichnete. Von diesen haben sich später ergeben: A und z. T. B als Präcambrium, — oberer Teil von B und C als Cambrium (S. 400 u. 402), — F, G und H als Devon. Dem Silur gehören die Etagen D und E an; letztere repräsentiert das Obersilur, so daß sich folgende Gliederung herausstellt:

II. Obersilur.

Etage E². Kalkstein, über 300 m mächtig, mit etwa 2500 fossilen Arten, darunter 103 Trilobiten (Calymene, Phacops, Cheirurus, Illaenus, Acidaspis), Maximum der Entwickelung der Cephalopoden (über 770 Arten), gegen 300 Brachiopoden, ferner Calamopora Gotlandica, Halysites catenularia, Cardiola interrupta, Crinoidenkalke.

Etage E¹. Graptolithenschiefer mit Retiolites und Rastrites; zu unterst mit Diplograptus.

*) G. Gürich, Das Palaeozoicum im Polnischen Mittelgebirge. St. Petersburg. 1896. S. 19.

I. Untersilur.

Etage D^5. Graugelbe Schiefer mit Ampyx Portlocki, Agnostus tardus, Cheirurus, Remopleurides, Diplograptus.

Etage D^4 und D^3. Glimmerige und schwarze Schiefer mit Aeglina rediviva, Cheirurus claviger, Asaphus nobilis, Trinucleus ornatus, Orthis, Cystideen.

Etage D^2. Quarzitische Sandsteine mit Asaphus nobilis, Acidaspis Buchi, Trinucleus Goldfussi, Dalmania socialis.

Etage $D^1\gamma$. Schwarze Schiefer mit Placoparia, Asaphus, Aeglina, Illaenus, Ogygia, Orthis, Didymograptus.

Etage $D^1\beta$. Roteisenstein mit Amphion, Harpides, Didymograptus, Diabaslager.

Etage $D^1\alpha$. Grauwacke und Konglomerate mit Lingula und Obolus. Nach Katzer Cambrium.

Eine höchst auffällige Erscheinung innerhalb der Silurformation Böhmens erblickte Barrande darin, daß zwischen der normalen silurischen Schichtenreihe, und zwar in der Etage D, Einlagerungen von abweichender Gesteinsbeschaffenheit eingeschaltet seien, welche Vorläufer einer in ihrer Gesamtheit erst später, nämlich in der Etage E erscheinenden Tierwelt enthalten sollten. Er nannte dieselben Kolonien und erklärte diese durch Einwanderungen aus benachbarten silurischen Meeresbecken, deren organische Entwickelung unabhängig vom böhmischen Silurmeere vor sich gegangen sei. Später haben sich diese »Kolonien« als grabenartige Versenkungen von höheren Schichten (E) zwischen ältere erwiesen.

In **Deutschland** ist das Silur im Thüringer Wald, im Fichtelgebirge, im Frankenwald, im Vogtland, am Erzgebirge und in der Lausitz, ferner im Kellerwald und im Harze zur Entwickelung gelangt. In den vier erstgenannten Gebieten gliedert sich dasselbe, und zwar nach Gümbel, Liebe und Zimmermann wie folgt (vgl. Fig. 219).

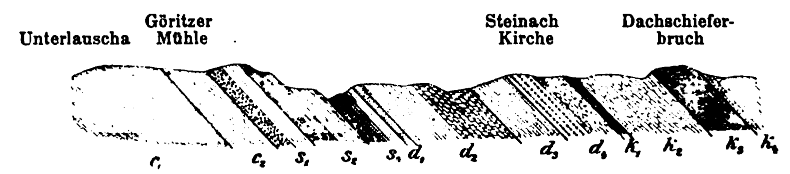


Fig. 219. Profil durch die paläozoischen Schichten des Steinachtales. Cambrium: c_1 ältere quarzitische Schichten und graugrüne Schiefer, c_2 jüngere Phycoden-reiche Schichten. — Untersilur: s_1 untere Thuringitstufe, s_2 Griffelschiefer und Lederschiefer. — Obersilur: s_3 untere Graptolithenschiefer und Lydite, Ockerkalk und obere Graptolithenschiefer. — Devon: d_1 Tentaculitenknollenkalke, d_2 Nereitenschichten, zu oberst dachschieferartig mit Tentaculiten, d_3 Lehmschiefer und Wetzsteinschiefer, d_4 Cypridinenschiefer und Clymenienkalk. — Culm: k_1 Lydit, k_2 schwarze Bröckelschiefer, k_3 Lehestener Dachschiefer, k_4 Culmgrauwacke und Tonschiefer.

II. Obersilur.

6. Obere Graptolithenschichten (Monograptusschiefer) = E^2 Barrande's, Alaunschiefer und Tonschiefer mit Monograptus colonus, sagittarius und bohemicus.
5. Ockerkalk, Knollen- und Flaserkalke nebst Partien von Spateisenstein oder nach dessen Oxydation von mürbem, gelbem Ocker. Mit Crinoidenstielen, Orthoceras bohemicum, Cardiola interrupta.

4. Untere Graptolithenschichten (Retiolites- und Rastritesschiefer) = Mittelsilur = Etage E[1] Barrande's; Kieselschiefer und Alaunschiefer mit Monograptus priodon, gregarius, communis, fimbriatus, sowie M. turriculatus, spiralis, Rastrites peregrinus, Diplograptus palmeus und Retiolites Geinitzianus.

I. Untersilur.

3. Lederschiefer (lederbraune, rostfleckige, dünnflaserige Schiefer), zu unterst mit einem Quarzitlager und dem oberen Thuringit- oder Chamositschiefer.
2. Griffelschiefer mit großen verzerrten Exemplaren von Conularia, Asaphus und Ogygia. Zu unterst mit einem unteren Quarzitlager und der unteren Stufe des Thuringitschiefers, einem oolithischen dunkelgrünen Thuringitgestein mit oolithischem Roteisenstein und mit Magneteisenerz, bei der Lamitzmühle NW. von Hof reich an Orthis.
1. Tremadoc-Schichten von Leimitz und Neuhof bei Hof, graue und gelbliche, milde Tonschiefer mit Olenus, Dikelocephalus, Niobe, Amphion, Euloma, Ceratopyge (Barrande, Gümbel, Pompeckj).
Liegendes die Phykodenschiefer des Cambriums (S. 403).

Im **Harze** werden nach Beushausen und Koch die folgenden Schichtenkomplexe dem Silur zugerechnet:

4. Graptolithenschiefer mit Monograpten und Cardiola interrupta (Klausberg, Schiebeckgrund, Harzgerode, Thale, Sorge).
3. Bruchberg-Ilsenburg-Quarzit. Äquivalent des Kellerwald-Quarzites.
2. Wechsellagerung von Kieselschiefern, Wetzschiefern und Plattenkalken zwischen Andreasberg und Wernigerode.
1. Tanner Grauwacke der »Sattelaxe« zwischen Lauterberg, Mägdesprung und Gernrode mit den charakteristischen Plattenschiefern und der Bothrodendron-Flora (Cyclostigma hercynicum Fig. 186 u. 187 S. 406). Äquivalent der Urfer Schichten des Kellerwaldes.

Das Silur des zwischen Cassel und Marburg aus der Trias auftauchenden paläozoischen, tektonisch im höchsten Grade komplizierten **Kellerwaldes** gliedert sich nach A. Denckmann*) in folgender Weise:

6. Steinhorner Schichten.
Klüftiger Plattenkalk. Am Steinhorne an der Basis des Horizontes eine kleine Fauna, welche derjenigen der oberen Steinhorner Schichten entspricht; weiter oben Tentaculiten, Cyphaspis, Harpes; im Hilgenfelde bei Möscheid Hercynella, Patrocardium, Monograptus.
Obere Steinhorner Schichten. In den Kieselgallen Phacops-Arten, besonders kleinäugige und Trimerocephalus; Orthoceraten, Tentaculiten und Tiefsee-Pelecypoden; an Plumulites etc. etc. reiche Fauna; in einer Lage schwarzer Kieselgallen u. a. Monograptus.
Untere Steinhorner Schichten. Die Fauna derjenigen der tieferen Bänke des E[2] der Gegend von Karlstein in Böhmen entsprechend. Besonders wichtig: Pelecypoden, Scyphocrinus, Monograptus. In Grauwacken-Zwischenlagen unbestimmbare Reste von Landpflanzen.

---

*) A. Denckmann, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1899. S. 291. — Ders., Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abh. d. k. pr. geol. La. Neue Folge. Hft. 34. Berlin 1901.

Gilsa-Kalk. Kleinäugige Phacops-Arten, Dalmanites, Tentaculites ornatus, Lunulicardium, echte Goniatiten der Gattung Agoniatites.

5. Rückling-Schiefer.
Tonschiefer und Wetzschiefer mit eingelagerten Dachschiefern.

4. System des Kellerwald-Quarzites.
Grauwackensandstein des Ortberges. Bisher nur unbestimmbare Reste von Landpflanzen.

Wüstegarten-Quarzit. In den konglomeratischen, löcherigen Quarzit-Einlagerungen Hohldrücke von Crinoiden-Stielen, Reste von Pelecypoden (Nucula, Ctenodonta), seltener von Brachiopoden und von Trilobiten unbestimmbarer Gattungen; unbestimmbare Reste von Landpflanzen.

Schiffelborner Schichten. Unbestimmbare Reste von Landpflanzen in den Quarzitbänken.

3. Möscheider Schiefer.
Milde Tonschiefer mit untergeordneten Kieselschiefern. Verkieste Cephalopoden (Orthoceraten) und Pelecypoden (Cardiola?); Tentaculiten (T. ornatus); Lingula.

2. Urfer Schichten.
Dünnplattige Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Grauwacken. Reste von Landpflanzen, darunter Sphenophyllum, Rhodea- und Nitella-ähnliche Reste.

Graptolithenschiefer, Kieselschiefer, Kieselgallenschiefer, Kalke etc. In den milden, dünnschieferigen Tonschiefern nebst Kalkeinlagerungen Cardiola signata Barr, Scyphocrinus, Monograptus. In den Kieselgallen kleinäugige Phacops-Arten, Tentaculites ornatus. In den dazwischen gelagerten Grauwacken und Grauwackenschiefer-Bänken Reste von Landpflanzen.

Densberger Kalk. In kalkigen Einlagerungen Monograptus, in Kieselgallen Ctenodonta, eine Cystidee, Discina.

Grauwacken, Grauwackenschiefer, Kieselgallenschiefer und Kieselschiefer des Königsberges. In den Kieselgallen kleinäugige Phacops-Arten; im Grauwackenschiefer unbestimmbare Reste von Landpflanzen.

Plattenschiefer. In den Grauwackeneinlagerungen Hohldrücke von Crinoidenstielen; Reste von Landpflanzen, darunter Wedelfetzen von cf. Sphenopteridium rigidum (Ludw. em.) Pot.

1. Hundshäuser Grauwacke.
Feldspatreiche bis arkoseartige Grauwacken nebst Kieselschiefern und körnigen Diabasen.

Die Grauwacken und Quarzite, welche im nördlichen Sachsen bei Leipzig, Oschatz und Kamenz auftreten und in die angrenzende Lausitz bis Görlitz fortsetzen, ebenso die Tonschiefer und Kieselschiefer, die bei Goldberg in Niederschlesien auf die dortigen Phyllite folgen, dürften z. T. cambrischen und untersilurischen Alters sein. In ihrem Hangenden kommen zwischen Kamenz und Görlitz an verschiedenen Stellen Graptolithenschiefer vor.

In den Ost-Alpen (Kärnten, Krain, Karnische Alpen) lagert sich eine schmale zerstückelte Zone silurischer Grauwacken, Kalksteine und Tonschiefer an die Nord-, Süd- und Ostflanke der zentralen Gneiße und krystallinischen Schiefer. Das dortige Untersilur besteht aus Tonschiefern, Grauwacken und Quarziten mit Strophomena und Orthis, sowie Crinoidenkalken, — das Obersilur zu unterst aus Graptolithenschiefern und Plattenkalken, darüber dunklen oder hellroten Korallen-, Orthoceren- und Cardiolakalken (siehe die Tabelle S. 426). Am ähnlichsten ist dieses Silur demjenigen von Böhmen*).

In Frankreich hat die Silurformation keine sehr große Verbreitung; hauptsächlich tritt sie in der Bretagne und Normandie auf und schließt sich hier vollkommen dem englischen, sehr nahe auch dem thüringischen Silur an, während dasjenige von Südfrankreich, Asturien, der Sierra Morena und Sardiniens mehr mit Böhmen übereinstimmt (siehe die Tabelle S. 426).

Die großartigste Verbreitung hat das Silur in Nordamerika. Es ist bereits früher hervorgehoben worden, daß das geologische Gerippe dieses Kontinentes von zwei archäischen Gesteinszonen, der appalachischen und der canadischen gebildet wird, welche sich an der Mündung des Lorenzstromes miteinander vereinen. Der Winkel zwischen diesen beiden ältesten Gesteinszonen wurde von einem silurischen Meerbusen eingenommen, dessen Sedimente heute in Form paralleler Bänder in den Alleghanies und am südlichen Rande der canadischen Gneißzone zu Tage ausgehen, um sich von hier aus einerseits in das östliche Canada (Quebek), anderseits durch Wisconsin und Minnesota nach Nordwesten bis in die arktischen Regionen zu wenden. Als typisch für alle diese Ablagerungen gilt die Gliederung des Silurs von New-York, wie sie im wesentlichen von James Hall herrührt.

II. Obersilur.

12. Waterlime, Kalksteine mit Eurypterus, Tentaculiten, Leperditia.
11. Onondaga-Salzgruppe (= Salina-Mergel), Gyps, Mergel, Steinsalz, Sandstein.
10. Guelph-Kalkstein, mit Megalomus, Pentamerus, Murchisonia.
9. Niagara-Kalkstein, mit viel Korallen und Crinoideen, so Halysites, Calamopora, Stromatopora, Caryocrinus, Stephanocrinus, ferner Brachiopoden, so Strophomena depressa, Atrypa nodostriata, Spirifer sulcatus, Rhynchonella, Orthis, Trilobiten: Dalmania, Lichas, Homalonotus delphinocephalus, Calymene Blumenbachi, Beyrichia.
8. Clinton-Sandstein und -Kalkstein, mit Pentamerus oblongus, Atrypa, reticularis, Zaphrentis bilateralis.
7. Medina-Sandstein, mit Arthrophycus Harlani, Lingulella cuneata.
6. Oneida-Konglomerat.

---

*) G. Stache, Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 277. — Fr. Frech, Ebend. 1887. S. 659, sowie Karnische Alpen. Halle 1894. S. 208

I. Untersilur.

5. Hudson-River-Schiefer oder Cincinnati-Gruppe, mit Syringopora, Halysites, Orthis, Avicula, Calymene Blumenbachi, Trinucleus concentricus, nebst
4. Utica-Schiefer mit Diplograptus, Didymograptus.
3. Trenton-Gruppe mit a) Trentonkalk oder -dolomit, b) Black-River-Kalk, c) Birdseye-Kalk, mit Cystideen, Orthis lynx, Orthis testudinaria, Leptaena depressa, Murchisonia, Bellerophon, Orthoceras junceum, Ormoceras, Endoceras, Cyrtoceras, Asaphus gigas, Trinucleus concentricus, Calymene senaria, Cheirurus.
2. Chazy-Kalkstein, mit Endoceras, Maclurea magna und M. Logani, darunter der
1. Calciferous-Sandstein, mit Graptolithen, Leptaena, Conocardium, Maclurea, Dikelocephalus, Illaenus, Ampyx, Bathyurus.

1 und 2 = Quebek-Gruppe Canadas, Stockbridge-Kalk New-Yorks.

Höchst bemerkenswert ist die Tatsache, daß die nordamerikanischen Silurbildungen mit Bezug auf Gliederung und organischen Inhalt weit mehr Verwandtschaft mit denen Englands und Skandinaviens zeigen, als diese mit den gleichalterigen Schichten Mittel- und Südeuropas. Derartige verwandte Züge offenbaren sich z. B. in dem Vorkommen riesiger Asaphiden nahe der Basis des Untersilurs (Trentongruppe, Llandeilo, Orthocerenkalk), in dem Auftreten länglicher Pentameren (P. oblongus, P. estonus) in der Mitte des Silurs (Clintongruppe, Llandovery, Stufe des P. estonus), in der auffallenden Übereinstimmung des Wenlock- und Niagarakalkes, sowie der Eurypterusschichten von New-York und Oesel.

Im Untersilur und zwar im Trenton-Dolomit setzen die großartigen Erzlagerstätten der Bleiglanzregion am oberen Mississippi auf. Dieselbe dehnt sich in dem nach SO offenen Winkel aus, welcher von dem Wisconsin- und Mississippistrom geformt wird, nimmt 126 deutsche Quadratmeilen Flächenraum ein und gehört dem südlichen Wisconsin, dem

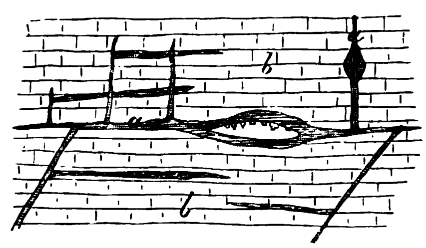


Fig. 220. Bleiglanzgänge und -höhlen *a*, im untersilurischen Dolomite *b* am oberen Mississippi. Nach *Whitney*.

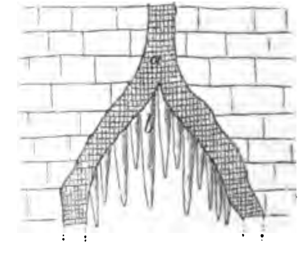


Fig. 221. »Schlot« einer Bleiglanzhöhle am oberen Mississippi, inkrustiert von Bleiglanz *a* und Kalksinter *b*. Nach *Whitney*.

nordwestlichen Illinois und dem äußersten Osten von Jowa an*). Der Trenton-Dolomit, dort horizontal gelagert, wird durchzogen von unzähligen,

*) Whitney, Geol. Survey of the Upper Mississippi Lead Region. 1862.

vertikalen, horizontalen und diagonalen Spalten (Fig. 220) und umschließt geräumige Höhlen von unregelmäßiger oder glockenförmiger Gestalt. Diese sind ausgekleidet oder ausgefüllt durch Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Schwefelkies, Galmei, Eisenocker und Kalksinter. Von der Decke vieler Bleiglanzhöhlen laufen kegelförmige Hohlräume, sog. Schlöte aus, welche zum Teil von einer Lage Bleiglanz ausgekleidet und dann von Kalkstalaktiten inkrustiert sind (siehe Fig. 221). Der Prozeß der Ausfüllung der Spaltenräume innerhalb der silurischen Dolomite ging noch in den neuesten geologischen Zeiträumen vor sich. Der Fund von durch grobkrystallinischen Bleiglanz zusammengekitteten und von solchem inkrustierten Elephasknochenbruchstücken in zu Tage ausgehenden Gangspalten liefert hierfür den sprechenden Beweis.

Ergußgesteine silurischen Alters. Mit der im Vorhergehenden beschriebenen silurischen Schichtenreihe stehen altvulkanische Ergußgesteine, und zwar vorzugsweise Diabase, in engster Beziehung.

Die Diabase sind die vulkanischen Gesteine der ältesten paläozoischen Zeitalter und demnach auch der Silurperiode. Nach ihrem Empordringen aus der Tiefe haben sie sich deckenartig über beträchtliche Strecken des damaligen Meeresbodens ausgebreitet und sind später von jüngeren silurischen Sedimenten bedeckt worden. Als integrierende Teile des silurischen Systems mußten diese Diabaseinlagerungen an allen in späteren Zeiträumen vor sich gehenden Störungen des Schichtenbaues teilnehmen (vgl. Fig. 222).

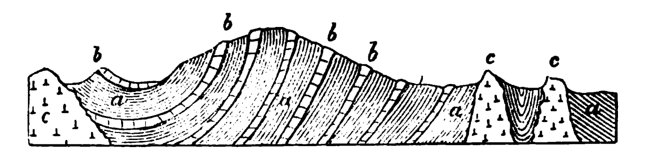


Fig. 222. Profil durch die Gelli Hills (Wales). Nach *Murchison*.
a untersilurische Schiefer, *b* Lager von Diabas und Diabastuff, *c* Gänge und Stöcke von Diabas.

Mit dem Empordringen der glutflüssigen Diabasmassen gingen Eruptionen von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapillen Hand in Hand. Dieses losen vulkanischen Materiales bemächtigten sich die silurischen Wogen, ebneten es zu ausgedehnten Schichten und vermengten es zum Teil mit ihren eigenen Sedimenten, sowie den Resten ihrer Bewohner. Auf diese Weise entstanden die nicht selten versteinerungsführenden Diabastuffe und Schalsteine, welche dann in reine Grauwackenschiefer übergehen können, eine Erscheinung, durch welche die Gleichzeitigkeit zahlreicher Diabaseruptionen und gewisser silurischer Ablagerungen außer Zweifel gesetzt wird. Derartige Diabaslager wiederholen sich oft in größerer Zahl, durch Schichtenkomplexe getrennt, übereinander und spielen deshalb in vielen Silurterritorien, so in denen des Vogtlandes, Erzgebirges, Fichtelgebirges, Böhmens und Englands eine wichtige Rolle.

Gliederung und Parallelisierung der Silurformation

in verschiedenen Ländern. Nach F. Frech.

	Skandinavien.		Baltische Provinzen.	England.	Süd-Frankreich und Spanien.	Böhmen.	Ostalpen (Kärnten).	Vogtland, Thüringen, Fichtelgebirge.	New York.
Obersilur.	Schieferige (graptolithenreiche) Fazies: Oberer Cardiola-Schiefer. Unterer Cardiola-Schiefer (Mon. Nilssoni). Cyrtograptus-Schiefer. Rastrites-Schiefer.	Kalkige Fazies: Oberer Cephalopoden-Kalk. Unterer Cephalopoden-Kalk. Crinoiden-, Korallen-, Megalomus-Kalke. Schicht mit Pterygotus. Untere Brachiopoden- und Korallen-Kalke. Mergel mit Stricklandinia. Roter Mergel m. Arachnophyllum.	Schichten m. Eurypterus. Obere Oeselsche Gruppe mit Chonetes striatella, Atrypa prunum, Spirifer elevatus. Schichten mit Pent. estonus. Jördensche Schicht. Pent. borealis-Schicht. Raikällsche Schicht.	Ledbury-Schiefer. Downton-Sandst. Oberer Ludlow. Aymestrykalk. Unterer Ludlow. Wenlock-Kalk. Wenlock-Schiefer. Tarannon-Schiefer. Mayhill-Sandst. Llandovery.	Orthoceren-Kalk Graptolithen-Schiefer in Languedoc (Cabrières) und den Pyrenäen, Sierra Morena.	E^2 Kalke Crinoiden-kalk E^1 Graptolithen-schiefer.	Kalke mit Orth. Richteri. Hellrote Kalke und Schiefer mit Orthoc. alticola u. Antipl. bohemica Dunkle Kalke u. Schiefer m. Orth. potens u. Encrinurus Novaki. Korallenkalke. Plattenkalke und Graptolithenschiefer mit Monogr., Rastrites.	Obere Graptolithenschiefer. Ockerkalk mit Orthoc. bohemicum, Cardiola interrupta. Untere Graptolithenschiefer m. Rastrites peregrinus u. Retiolites Geinitzianus.	Waterlime mit Eurypterus. Onondaga-Salt-Group. Niagara-Kalkst. Clinton-Kalk mit Pent. oblongus. Medina-Sandst. Oneida-Konglomerat.
Untersilur.	Brachiopoden-Schiefer. Trinucleus-Schiefer. Mittlerer Graptolithen-Schiefer mit Didymograptus. Unterer Graptolithen-Schiefer mit Tetragraptus, Phyllograptus. Ceratopyge-Schichten	Leptaena- und Isotelus-Kalk. Trinucleus-Kalk. {Chasmops-Kalk. {Cystideen-Kalk. Orthocerenkalk (Vaginatenkalk).	Borkholmsche Schicht. Lyckholmsche Schicht. Wesenbergsche Schicht. Kegel- und Jewesche Schicht. Brandschiefer. Echinosphäritenkalk. Lituitenkalk. Vaginatenkalk (Endoceren). Glaukonitkalk und -sand (Lingula, Obolus, Conodonten).	Hirnant-Kalk. Caradoc-(Bala-) Sandst. u. Tuffe des Snowdon. Llandeilo-Schiefer mit riesigen Asaphiden. Llarwirn-Schiefer mit Didymograpt. Arenig-Sandst. u. Skiddaw-Sch. Tremadoc.	Trinucleusschichten. Schiefer v. Grand-Glancy mit Orthis Acton, Strophom. expansa, Cystideen, Korallen in Languedoc und den Pyrenäen. Asaphussch. m. Ogygia, Aeglina, Placoparia in Languedoc, Pyrenäen, Sierra Morena. Armorikanischer Sandst. mit Lingula, Asaphus, Phycodes, Kriechspuren. Schiefer m. Bellerophon.	D^5 Grauwacken u. Schiefer D^4 D^3 D^2 Quarzit $D^1\gamma$ Schiefer $D^1\beta$ Eisenstein $D^1\alpha$ Grauwacken.	Orthisschiefer m. O. calligramma, Stroph. expansa und Korallen. Mauthner Schichten: Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen (selten mit Orthoc.), Grauwacken, Kieselschiefer und Tuffe.	Lederschiefer mit Cystideen. Quarzite, obere Thuringit-Stufe. Dachschiefer u. Griffelschiefer mit Asaphus, Ogygia, Conularia. Untere Thuringit-Stufe mit Orthis. Tremadoc-Schiefer von Leimitz und Nouhof.	Hudson-River-Schiefer nebst Utica-Schiefer. Trenton-Gruppe: (Trenton-Kalk, Blackriver-Kalk, Birdseye-Kalk u. Chazy-Kalk). (Quebek-Gruppe Canadas). Calciferous sandstone (Knox Dolomit).

Die devonische Formation.

(Das Devon.)

Allgemeine Literatur.

Fr. Frech, Lethaea palaeozoica. II. Stuttgart 1897. S. 117—256.

Literatur über das Devon Deutschlands:

des Rheinischen Schiefergebirges:

H. von Dechen, Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 27—33 und S. 73—207.

F. Römer, Das Rheinische Schiefergebirge. Hannover 1844; ferner Z. d. D. geol. Ges. 1855. S. 377; 1856. S. 648; 1875. S. 731.

F. und G. Sandberger, Beschreibung und Abbildung der Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1850—1856. — Entwickelung der unteren Abteilung des devonischen Systems in Nassau. Wiesbaden 1889.

E. Kayser, Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devons. Z. d. D. geol. Ges. 1870. S. 841; 1871. S. 289 und 491; 1872. S. 653; 1873. S. 602 und 755; 1877. S. 407; 1879. S. 301; 1883. S. 306; 1889. S. 288. — Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1881. S. 51 und 190; 1882. S. 120; 1883. S. 1; 1884. S. 9; 1890. S. 95. — Fauna des Dalmanitensandsteins von Kleinlinden. Marburg 1896.

E. Kayser und E. Holzapfel, Die stratigr. Beziehungen des böhmischen und rheinischen Devons. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1894. S. 479.

C. Koch, Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1880. S. 190.

F. Maurer, Der Kalk von Greifenstein. N. Jahrb. 1881. I. Beil.-Bd. S. 1.

F. Frech, Die Cyathoph. und Zaphrent. des deutschen Mitteldevons (und Gliederung desselben). Paläont. Abh. III. Heft 2. Berlin 1886. — Korallenfauna des Oberdevons. Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 21 und S. 946. — Geologie der Umgegend von Haiger (Nassau). Abh. d. k. pr. geol. La. Berlin 1888. S. 1. — Das rheinische Unterdevon und die Stellung des Hercyn. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 175.

E. Holzapfel, Lagerungsverhältnisse des Devons zwischen Roer- und Vichthal. Verh. d. nat. Ver. f. Rheinl.-Westf. 1883. B. XL. S. 397. — Die Goniatiten-Kalke von Adorf. Palaeontogr. IV. 1882. — Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 15. Berlin 1893. — Das obere Mitteldevon im rheinischen Gebirge. Ebend. Heft 16. 1895. — Das Unterdevon der Aachener Gegend. Ebend. 1899. S. 199. — Oberdevon. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1896. XXXVIII.

A. Denckmann, Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. H. 34. 1901. — Devon des Sauerlandes. Z. d. D. geol. Ges. 1900. S. 112 und S. 564.

O. Follmann, Die unterdevonischen Schichten von Olkenbach. Bonn 1882. Diss.

G. Meyer, Der mitteldevonische Kalk von Paffrath. Bonn 1879. Diss.

E. Schulz, Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 1.

E. Waldschmidt, Devonschichten der Gegend von Wildungen. Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 906.

Fr. Drevermann, Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach bei Haiger. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1900. S. 99. — Paläontogr. Bd. XLIX. S. 73.

H. Burhenne, Fauna der Tentaculitenschiefer im Lahngebiet. Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. H. 29.

des Oberharzes:

F. A. Römer, Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzes. Cassel 1850. S. 63; 1855. S. 132 und 152; 1860. S. 159; Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 386.

A. von Groddeck, Abriß der Geognosie des Harzes. 2. Aufl. Clausthal 1883. S. 23 und 87. Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 605; 1876. S. 361 und 1877. S. 429.

F. Klockmann, Geologie des westlichen Oberharzes. Ebend. 1893. S. 257. Ferner Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. S. 1.

L. Beushausen, Das Devon des nördlichen Oberharzes. Ebend. Neue Folge. H. 30. 1900; (vollständige Literatur S. 380).

M. Koch, Schichten zwischen Bruchberg-Acker und dem Oberharzer Diabaszug. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1894. S. 183.

des Unterharzes:

E. Kayser, Fauna des Hauptquarzits und der Zorger Schiefer. Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. H. I. 1889. — Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes. Ebend. 1878. B. II. H. 4.

M. Koch, Culm- und Devonablagerungen nördlich von Elbingerode. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 131; 1894. S. 199. — Ders., Z. d. D. geol. Ges. 1897. S. 7 und 1898. Verh. S. 21. — Ders., L. Beushausen und A. Denckmann. Ebend. 1895. S. 127.

sonstiger deutscher Gebiete:

C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 464—526.

K. Th. Liebe, Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd. V. Heft 4. Berlin 1884. — Erläuterungen zu den Kartenblättern Saalfeld und Probstzella. Berlin 1888.

W. Dames, Über die in der Umgegend Freiburgs in Niederschlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. Z. d. D. geol. Ges. 1868. S. 469.

F. Römer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. S. 5—39.

E. Tietze, Die devonischen Schiefer von Ebersdorf in der Grafschaft Glatz. Palaeontographica 1870.

G. Gürich, Erläuterung zur geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890. S. 46.

E. Dathe, Oberdevon und Culm bei Ebersdorf. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1900. S. 214.

Als devonische Formation bezeichnet man eine stellenweise über 6000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden sandigen, tonigen, sowie kalkigen Gesteinen, welche auf der silurischen Formation aufruhen, von der carbonischen Formation überlagert werden und die Reste der ersten etwas reichlicheren und mannigfaltigeren Landpflanzen, nämlich von Gefäßkryptogamen und Coniferen, ferner solche von Korallen, Crinoideen, Brachiopoden und Mollusken, sowie von Trilobiten und von bereits zahlreicheren Knorpelfischen umschließen.

Der **petrographische Charakter** der devonischen Schichtenreihe ist im großen Ganzen ziemlich mannigfaltig und in den verschiedenen Gebieten dieser Formation inkonstant. Sandsteine, Quarzite, Konglomerate, Grauwacken, Tonschiefer und Kalksteine bilden das wichtigste Material des

devonischen Systems, innerhalb dessen die drei erstgenannten Gesteine in manchen Gegenden, z. B. Nordamerikas, Englands und Schottlands, eine vor den übrigen bei weitem hervorragende Rolle spielen. Nach diesem ihrem lokalen petrographischen Charakter wurde dort die devonische Formation als Old red Sandstone bezeichnet. In Westfalen, Rheinpreußen und dem Harze hingegen besteht nur die untere Gruppe aus sandigen Schiefern, Sandsteinen, Quarziten und Konglomeraten, die mittleren und oberen Etagen hingegen aus Kalksteinen und Tonschiefern. Ganz eigentümlich ist das Auftreten von versteinerungsführenden Kalksteinnieren und -linsen zwischen Tonschiefern, so daß erstere fast wie Mandeln in den letzteren erscheinen. Nach ihrer Zerstörung durch die Atmosphärilien erhält das Gestein ein löcheriges Aussehen (Flaserkalk, Knotenkalk, Kramenzelkalk).

Selten und nur in höchst untergeordneter Weise treten Brandschiefer und von Fucaceen gebildete Steinkohle und Anthracit in wenig mächtigen Flötzen und Nestern zwischen der devonischen Schichtenreihe auf (so die Haliserites-Kohle im Unterdevon der Eifel). Dahingegen gehören die großartigen unterirdischen Petroleum-Reservoirs im nördlichen Pennsylvanien dem obersten Devon an, indem sich Erdöl, im Verein mit Salzwasser und Kohlenwasserstoffgasen, in Spalten und Hohlräumen des oberdevonischen Sandsteines angesammelt hat*). Flötzartige Einlagerungen von oolithischem, dichtem oder kalkigem Roteisenerz und Brauneisenerz und endlich linsen- und flötzförmige Lagerstätten von Schwefelmetallen sind als Glieder der devonischen Schichtenreihe bekannt. Die großartigste und berühmteste

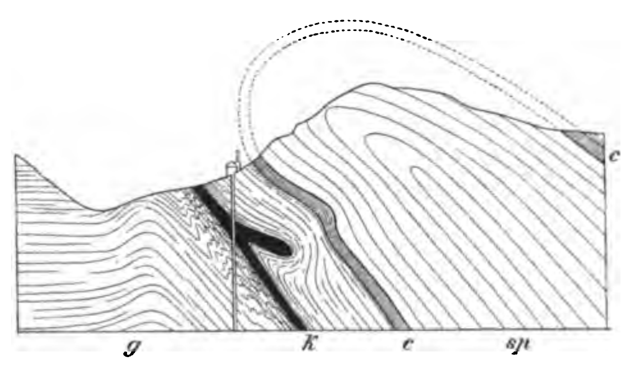


Fig. 223. Profil durch den Rammelsberg bei Goslar.
sp unterdevonischer Spiriferen-Sandstein, *c* mitteldevonischer Calceola-Schiefer und *g* Wissenbacher Schiefer mit dem Erzlager *k*, in überkippter Stellung. Nach *Fr. Klockmann.*

derselben ist die des Rammelsberges bei Goslar**). Dieselbe bildet ein deutlich geschichtetes Lager in dem liegenden Flügel einer überkippten

*) H. Höfer, Die Petroleumindustrie Nordamerikas. Wien 1877. III. Abschnitt. — M. Klittke, Naturgas usw. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894. S. 272.

**) F. Klockmann, Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. S. 57.

Falte des Devons (Fig. 223). Infolge dieser Überkippung besteht die Höhe des Rammelsberges aus unterdevonischem Spiriferensandstein (*sp*), sein nördliches Gehänge zu oberst aus mitteldevonischem Calceolaschiefer (*c*) und darunter aus Wissenbacher (Goslarer) Schiefern (*g*). Das den letzteren konkordant eingelagerte Erzlager ist bei dem Vollzuge jener Überkippung an seiner Grenze vielfach gefaltet und eingebuchtet worden. Die bedeutendste dieser Einfaltungen hat zur Bildung des sog. hangenden Trums geführt. Die 12—20 m mächtige Lagerstätte baut sich aus verschiedenen Erzzonen auf, deren älteste aus dem Kupferkniest, einem mit Kies durchwachsenen Schiefer besteht. Auf ihn folgt eine Zone von dichtgemengtem Kupferkies und Eisenkies, dann eine solche von »melierten Erzen« (inniges, feinschichtiges Gemenge von Kiesen und Bleiglanz) und schließlich die eigentlichen Bleierze (feine Gemenge von Bleiglanz, Eisenkies, Blende und Schwerspat), die durch Überhandnahme der Zinkblende oder des Schwerspates entweder in Braunerze oder in Grauerze übergehen. Infolge der Überkippung liegt jetzt die älteste Erzzone zu oberst und die jüngste Zone der Braun- und Grauerze zu unterst.

Paläontologischer Charakter der devonischen Formation. Die Flora des Devons ist einerseits noch derjenigen des Silurs ähnlich, anderseits mehren sich in ihr die Anklänge an die Carbonflora, ist aber im Vergleiche mit dieser noch sehr formenarm und spärlich. Von den Meerespflanzen gewinnen manche Algen (Fucaceen) trotz schlechter Erhaltung durch die Häufigkeit ihrer Individuen Bedeutung, so Haliserites Dechenianus (Fig. 224) in gewissen Zonen des rheinischen Unterdevons, wo er sich bei Neunkirchen in der Eifel sogar zu schwachen Flötzen von kohligem Brandschiefer, also einer unreinen Tangkohle, angehäuft hat. Im Mitteldevon Böhmens (Barrande's Etage H, h) tritt Drepanophycus spinaeformis, in den Lenneschiefern Nematophyton auf. In der Landflora sind wie im Silur die Bothrodendraceen mit ihren Knorrien besonders charakteristisch, z. B. Bothr. Kiltorkense (Oberdevon von Irland

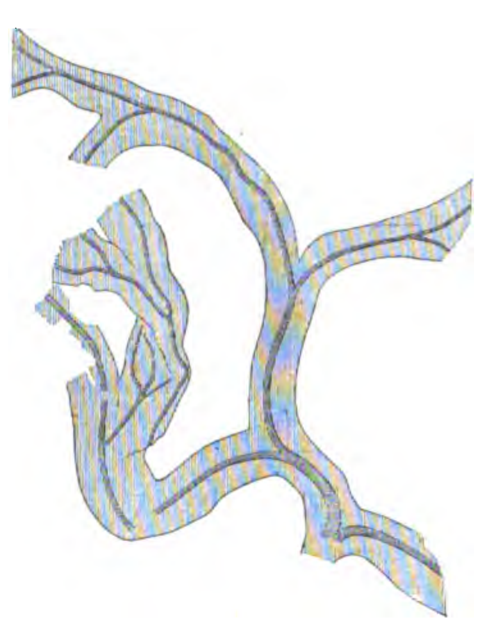


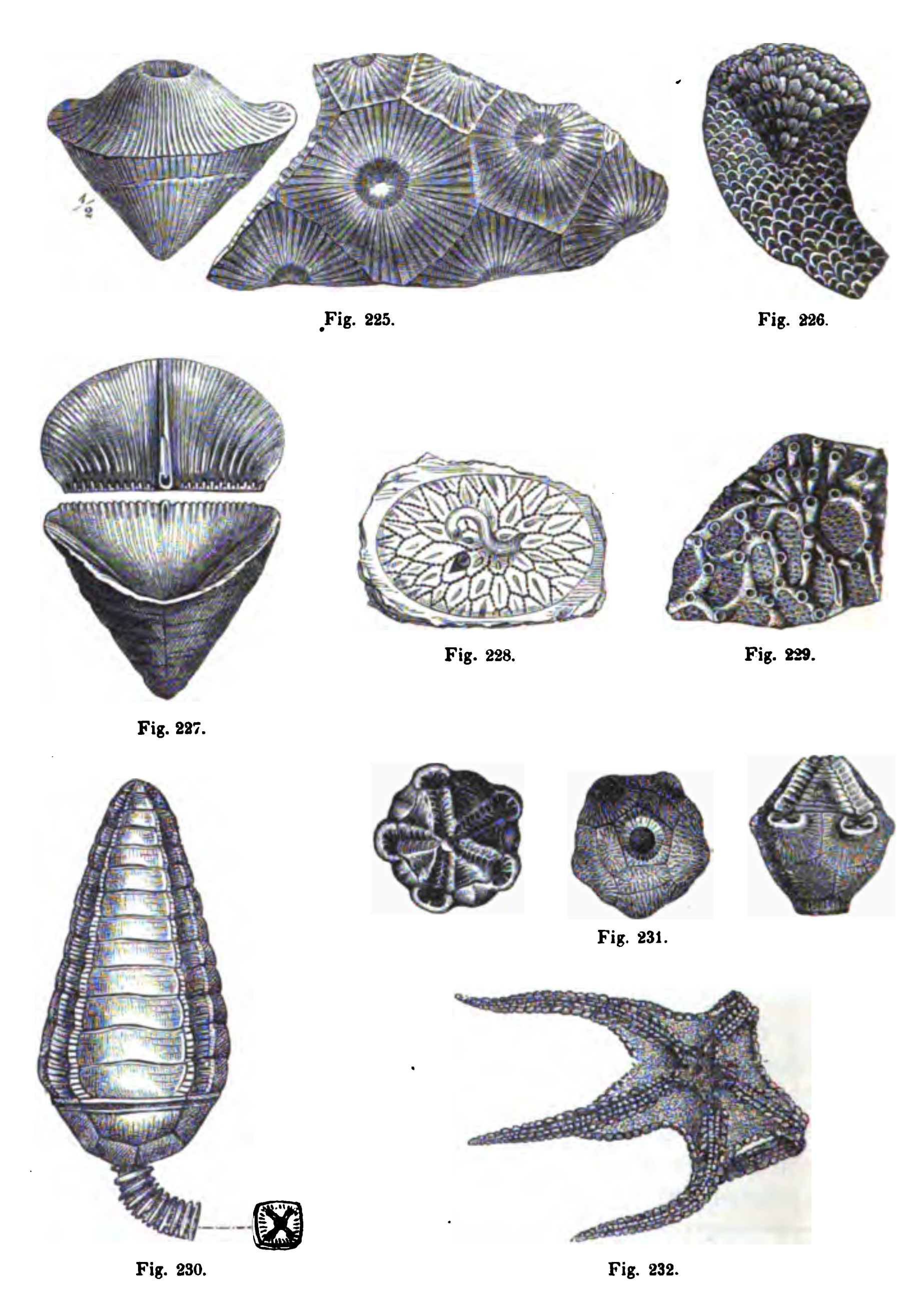
Fig. 224. Haliserites Dechenianus Göpp.

und der Bäreninsel). Von den Lepidophyten treten auf: kleinpolsterige Lepidodendren, Lepidostrobus, Stigmaria und Psilophyton. Unter den Farnen sind besonders bezeichnend die Archäopteriden, z. B. Archaeopteris hibernica und A. Roemeriana. Außerdem kommen Sphenopteriden (Rhodea) und noch seltener (in Canada) Pecopteriden und Neuropteriden vor. Auch Calamariaceen (z. B. Asterocalamites scrobiculatus), sowie Araucarioxylon-ähnliche Reste treten auf*).

Von Zugehörigen der niedrigsten Ordnung des Tierreiches, den Protozoen, sind uns aus der Devonzeit verhältnismäßig nur sehr spärliche Reste überliefert worden. Eine große Verbreitung muß Receptaculites Neptuni Defr., ein in seiner systematischen Stellung immer noch problematischer Körper, besessen haben. Die Korallen sind durch ihre paläozoischen Familien, die Tetracoralla und Tabulata, reichlich und unter den ersteren namentlich durch die Gattung Cyathophyllum vertreten. C. helianthoides Goldf. (Fig. 225*a*) in kreisrunden, flach biconischen Einzelzellen, und C. latum Ludw. (Fig. 225*b*) in plattenförmigen Stöcken mit polygonalen Kelchen sind im Mitteldevon weit verbreitet. Auch Cyath. caespitosum, ein gabeliger Stock, ist recht bezeichnend für das letztere. Ein ausgezeichnetes Leitfossil der mitteldevonischen Schichten ist ferner Calceola sandalina Lam. (Fig. 227), eine Koralle mit genau schließendem Deckel, welcher durch eine Grube mit dem Gegenseptum des Kelches artikuliert. Eine weite Verbreitung im Devon Deutschlands, Spaniens, Englands und Nordamerikas besitzt neben Amplexus, Zaphrentis, Endophyllum und Phillipsastraea das Genus Cystiphyllum und zwar durch die Spezies C. vesiculosum Goldf. (Fig. 226), welche sich durch ihre fast zylindrische Gestalt und die Ausfüllung des Kelches durch blasiges Gewebe charakterisiert. Von den Tabulaten sind durch ihre Häufigkeit wichtig Favosites polymorphus Goldf. mit walzenrunden, dicht aneinander gedrängten, durch reihenständige Poren verbundenen Röhrenzellen, ferner das unterdevonische, immer nur als Steinkern erhaltene Pleurodictyum problematicum Goldf. (Fig. 228) und endlich Alveolites suborbicularis Lam., dessen Polypenstöcke andere Körper lagenförmig überwuchern. Halysites catenularia, die charakteristische Kettenkoralle des Silurs, fehlt im Devon vollständig, Aulopora repens E. und H. (Fig. 229), welche sich kriechend auf anderen Korallen ausbreitet, ist besonders in Deutschland häufig. Die hauptsächlichsten Riffbildner der Devonzeit sind die Favositiden (Böhmen) Alpen), und die Stromatoporiden (Amphipora ramosa Schulz). Das vollständige Fehlen von Graptolithen ist im Gegensatze zu deren reichlichem Auftreten im Silur ein charakteristisches negatives Kennzeichen des Devons.

---

*) H. Potonié, Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. 1899. S. 363.



Devonische Leitfossilien.

Fig. 225. *a* Cyathophyllum helianthoides Goldf., *b* Cyathophyllum latum Ludw. — Fig. 226. Cystiphyllum vesiculosum Goldf. — Fig. 227. Calceola sandalina Lam. — Fig. 228. Pleurodictyum problematicum Goldf. — Fig. 229. Aulopora repens E. und H. — Fig. 230. Cupressocrinus crassus Goldf. (Kelch mit Armen und Säulengliedern). — Fig. 231. Haplocrinus mespiliformis Röm. (Von oben, von unten und von der Seite. Sehr stark vergrößert). — Fig. 232. Aspidosoma Tischbeinianum Röm.

Die Echinodermen werden im devonischen Zeitalter vorzüglich durch Crinoideen (ca. 230 Arten) vertreten, als deren wichtigste devonische Geschlechter Cupressocrinus (Fig. 230), Eucalyptocrinus, Melocrinus, Hexacrinus, Ctenocrinus und Haplocrinus (Fig. 231) gelten können. Sehr häufig sind im Devon vieler Gegenden die äußeren Abdrücke der Crinoiden-Stielglieder, sowie die innere Ausfüllung des Nahrungskanales der Säule und des scheibenförmigen Zwischenraumes zwischen je zwei Gliedern, Steinkerne, welche früher als Schraubensteine bezeichnet wurden. Die Blastoideen, welche in der nächst jüngeren Formation zu einer so großen Entwickelung gelangen, sind im europäischen Devon nur vereinzelt zu finden (Pentremites), während die Cystideen, im Silur so gewöhnlich, bis auf wenige Formen (z. B. Agelacrinus Rhenanus Röm.) verschwunden sind. Asteroideen von bereits großer Formenmannigfaltigkeit kennt man aus den unterdevonischen Dachschiefern von Bundenbach, Birkenfeld, Niederlahnstein u. a. O. (Aspidosoma, Fig. 232; Archasterias, Helianthaster), sowie aus Nordamerika (Palaeaster).

Die Brachiopoden stehen mit fast 1400 Arten noch immer auf der Höhe ihrer Entwickelung. Namentlich liefert die Gattung Spirifer, obwohl bei weitem nicht ausschließlich devonisch, viele für die Schichten dieser Periode charakteristische Formen und zwar langflügelige, in die Breite gezogene Arten, so Spirifer paradoxus Qu. (Fig. 234) im unteren Devon und Spir. Verneuili Murch. (Fig. 233) außerordentlich bezeichnend für die obere Abteilung des Devons und in Deutschland, Rußland, Belgien, Frankreich, England und Nordamerika verbreitet, — ferner die weniger langflügeligen Formen Spirifer speciosus Phil. aus dem Mitteldevon und Spir. cultrijugatus F. Röm. aus dem Unter- und Mitteldevon. Ein ausschließlich devonisches Brachiopoden-Geschlecht ist Stringocephalus, dessen einzige bekannte Art St. Burtini Defr. (Fig. 235) zu den größten Brachiopoden gehört. Mit dieser Art gemeinschaftlich, und wie sie auf das mittlere Devon beschränkt, tritt Uncites gryphus Defr. auf. Sehr bezeichnend sind ferner Athyris concentrica M'Coy (Fig. 237), Orthis tetragona F. Röm., Streptorhynchus umbraculum Schl. (Fig. 236) und Orthis striatula Schloth., sowie Rhynchonella parallelepipeda Bronn, Rhynchonella pugnus Sow. und Rhynch. cuboides Sow., endlich Pentamerus galeatus Dalm.

Von den Zweischalern sind u. a. die Gattungen Pterinea, Gosseletia, Limoptera, Actinodesma, Nyassa, Myoconcha, Macrodus, Nucula, Ctenodonta, Myophoria, Megalodon (Fig. 238), Palaeosolen, Grammysia, Allorisma, Buchiola und Lunulicardium vertreten und z. T. bereits recht häufig*).

---

*) Fr. Frech, Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. d. k. pr. geol. La.

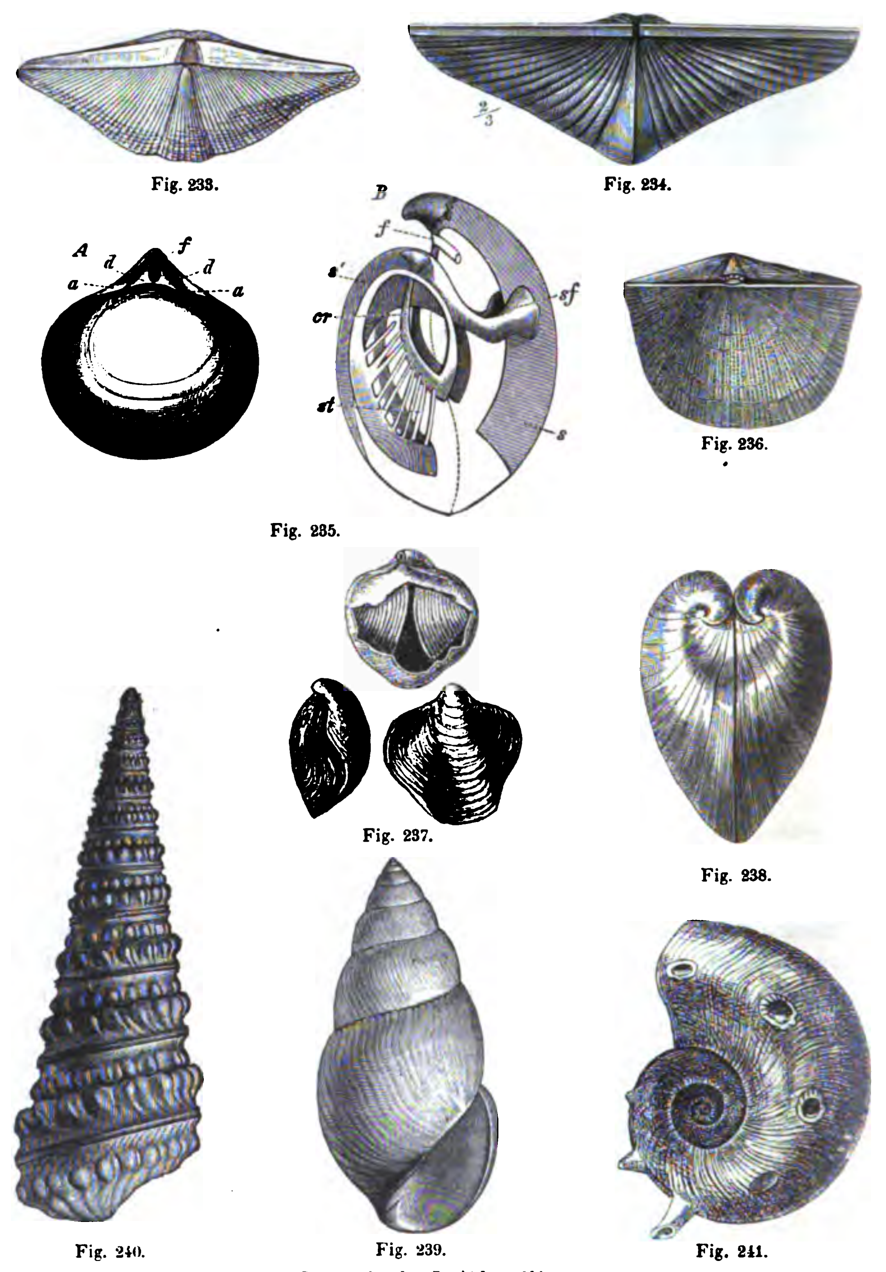


Fig. 233. Fig. 234. Fig. 235. Fig. 236. Fig. 237. Fig. 238. Fig. 240. Fig. 239. Fig. 241.

Devonische Leitfossilien.

Fig. 233. Spirifer Verneuili Murch. — Fig. 234. Spirifer paradoxus Qu. — Fig. 235. Stringocephalus Burtini Defr. (*A* von oben gesehen, *a* Area, *f* Schnabelloch, *d* Deltidium; *B* Innenansicht, *f* Schnabelloch, *s* und *s'* Mittelsepta, *cr* Schleife, *st* Fortsätze derselben, *sf* gabeliger Schloßfortsatz). — Fig. 236 Streptorhynchus umbraculum Schl. — Fig. 237. Athyris concentrica M'Coy. — Fig. 238. Megalodon cucullatus Sow. (Beide Schalen von vorn.) — Fig. 239. Macrocheilus arculatus Schloth. — Fig. 240. Murchisonia bigranulosa d'Arch. — Fig. 241. Euomphalus (Coelocentrus) Goldfussi d'Arch.

Die Pteropoden werden durch riesige Conularien, sowie durch Tentaculiten vertreten, die Gastropoden vorzugsweise durch Euomphalus (Fig. 241), Pleurotomaria, Macrocheilus (Fig. 239), Murchisonia, (Fig. 240), Bellerophon und Capuliden (Platyceras, Platyostoma).

Die Cephalopoden weisen auch noch im Devon in den Geschlechtern Cyrtoceras, Phragmoceras, Gomphoceras, noch mehr aber Orthoceras, recht zahlreiche, aber gegen die silurischen stark zurücktretende Repräsentanten der Nautileen auf. Neue Erscheinungen hingegen sind die ersten, aber bereits außerordentlich formenreichen Vertreter der Ammoneen, die Clymenien und Goniatiten. Von diesen ist ausschließlich devonisch, und zwar auf die obere Abteilung dieser Formation beschränkt, aber hier in großer Mannigfaltigkeit und Häufigkeit entwickelt, die Familie der Clymenien (Fig. 242), mit internem Sipho, deren zahlreiche und in sehr häufigen Individuen verbreitete Arten, z. B. Clym. laevigata Münst., Clym. undulata Münst., Clym. angustiseptata Münst., Clym. striata Münst. u. a. treffliche Leitfossilien des obersten Devons bilden. Die Goniatiten erscheinen bereits im Unterdevon mit den Gattungen Anarcestes, Aphyllites, Tornoceras, Beloceras, Gephyroceras, gelangen aber erst ebenfalls im Oberdevon zu ihrer Hauptentfaltung und sind hier z. B. durch Gon. (Tornoceras) simplex v. Buch (Fig. 243) und Gon. (Gephyroceras) intumescens Beyr. (Fig. 244), Gon. (Brancoceras) sulcatus Münst., Gon. (Sporadoceras) Münsteri v. Buch vertreten.

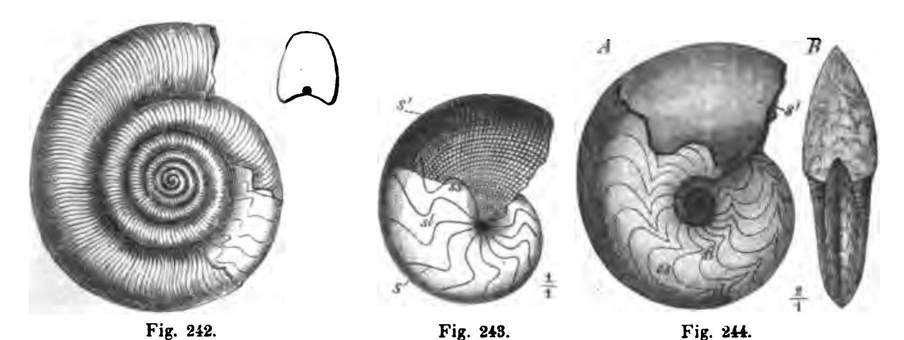


Fig. 242. Fig. 243. Fig. 244.

Devonische Leitfossilien.

Fig. 242. Clymenia undulata Münster. Der Querschnitt zeigt die interne Lage des Sipho. — Fig. 243. Goniatites (Tornoceras) simplex v. B. *s'* Schale, *s* Septa. — Fig. 244. Goniatites (Gephyroceras) intumescens Beyr. *A* von der Seite, *s'* Schale, *B* von vorn.

Die devonischen Vertreter der Crustaceen sind Cypridinen (Schalenkrebse), Eurypteriden und Trilobiten. Letztere, bereits auf etwa 100 Arten reduziert, besitzen bei weitem nicht mehr die Mannigfaltigkeit, durch

---

Berlin. IX. Hft. 3. 1891. — L. Beushausen, Die Lamellibranchiata des Rhein. Devons. Ebenda. Hft. 17. 1895.

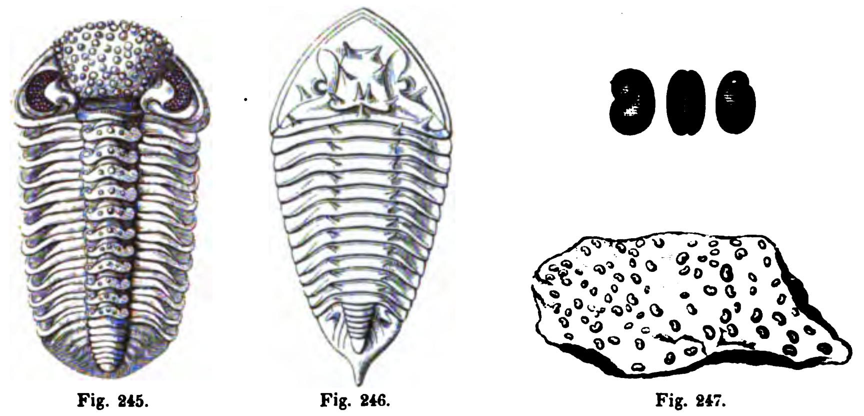


Fig. 245. Fig. 246. Fig. 247.

Devonische Leitfossilien.

Fig. 245. Phacops latifrons Bronn. — Fig. 246. Homalonotus (Dipleura) armatus Burm. — Fig. 247. Cypridina (Entomis) serrato-striata Sandb. (Natürliche Größe und stark vergrößert.)

Fig. 248.

Fig. 250.

Fig. 249.

Fig. 251.

Fig. 252.

Devonische Fische.

Fig. 248. Holoptychius nobilissimus Agass. — Fig. 249. Pterichthys cornutus Pand. — Fig. 250. Cephalaspis Lyelli Agass. — Fig. 251. Osteolepis macrolepidotus Val. — Fig. 252. Coccosteus decipiens Agass.

welche sie der silurischen Fauna (gegen 1400 Arten) ein so eigentümliches Gepräge verliehen, vielmehr deutet das Erlöschen oder die artenarme Vertretung der großen Mehrzahl ihrer Geschlechter auf den nahen Untergang der ganzen Familie hin, welche im Devon namentlich auf Phacops (mit dem charakteristischen Ph. latifrons Bronn, Fig. 245, und Ph. fecundus Barr.), Cryphaeus, Dalmanites, Homalonotus (Dipleura, Fig. 246), Proetus, Harpes, Cheirurus, Bronteus und einige andere, weniger wichtige Gattungen beschränkt ist. Die bohnenförmigen, fast mikroskopisch kleinen Schalen der Cypridina (Entomis, Fig. 247) bedecken in zahlloser Menge die Flächen der nach ihnen benannten oberdevonischen Schichten.

Die Wirbeltiere blieben auch während der devonischen Periode einzig und allein auf ihre niedrigsten Vertreter, die Fische, beschränkt, welche sich durch eine ungemeine Entwickelung (gegen 100 Arten) der Crossopterygier und Placodermen (Panzerfische) auszeichnen. Erstere, heterocercale Ganoidfische mit quastenförmigen Bauch- und Brustflossen, diese mit beschuppter Achse, sind namentlich durch Osteolepis (Fig. 251) und Holoptychius (Fig. 248) vertreten. Bei den Placodermen ist Kopf und Rumpf von einem vollkommenen Panzer großer Knochenplatten bedeckt; zu ihnen gehören Pterichthys (Fig. 249), Coccosteus (Fig. 252), Cephalaspis (Fig. 250). Ferner weist das Vorkommen von Flossenstacheln darauf hin, daß die devonischen Gewässer, ähnlich wie es in der spätesten Silurzeit der Fall war, auch von haiartigen Knorpelfischen belebt waren.

Dreiteilung der devonischen Schichtenreihe. Fast überall, wo die Devonformation zu einer vollständigeren Entwickelung gelangt ist, läßt sich in ihr ein mehrfacher Wechsel ihres paläontologischen Charakters wahrnehmen, demzufolge die devonische Schichtenreihe ganz allgemein in drei durch den verschiedenartigen Habitus ihrer Faunen voneinander abweichende Abteilungen zerfällt.

III. Das Oberdevon, aus Schiefern, Kalksteinen, Sandsteinen und Flaserkalken zusammengesetzt, ist der Horizont, in welchem die Clymenien und Goniatiten ihre Hauptentwickelung erreichen; außerdem treten als charakteristische Leitfossilien Spirifer disjunctus (Verneuili), ferner Cypridinen in zahlloser Menge auf.

II. Das Mitteldevon, vorwaltend aus Kalksteinen, Mergeln und Mergelschiefern bestehend, besitzt eine Fauna, welche namentlich von Korallen (Favosites, Cyathophyllum, Calceola, Aulopora), Brachiopoden (Stringocephalus, Uncites, Spirifer speciosus und cultrijugatus) und Gastropoden (Murchisonia, Macrocheilus) gebildet wird, zu denen sich Cupressocrinus, Megalodon, Cyrtoceras, Bronteus, namentlich aber Phacops latifrons gesellen.

I. Das Unterdevon, ein Schichtenkomplex von vorwaltenden Sandsteinen, Quarziten, sandigen Schiefern und Grauwacken, sowie basalen

Konglomeraten, wird charakterisiert durch seinen Reichtum an Resten von Spirifer paradoxus und Spir. primaevus, durch Homalonotus-Arten, durch die Steinkerne von Pleurodictyum problematicum, sowie durch Pterineen und Grammysien. Die fossilreiche Kalkfazies des sandigtonig entwickelten Unterdevons wurde nach dem Ausgangspunkte ihrer Kenntnis, dem Harze, von Beyrich, Lossen und Kayser als Hercyn bezeichnet. Der paläontologische Charakter dieser Kalke ist ein sehr wechselvoller, indem sie als Korallenkalke (Konieprus, Karnische Alpen, Erbray), als Goniatitenkalke (Karnische Alpen), als korallenarme Brachiopodenkalke mit Trilobiten und Capuliden (in den unteren Wieder Schiefern, Cabrières), als Crinoidenkalke entwickelt sind.

Old red sandstone-Fazies. In ausgedehnten Landstrichen, namentlich in Süd-Wales, in Schottland und auf den Orkney-Inseln hat die devonische Schichtengruppe eine von der beschriebenen typischen abweichende Ausbildung erfahren*). Dort erscheint dieselbe, der Old red sandstone, der Hauptsache nach als eine etwa 4000 m mächtige Konglomerat- und Sandsteinbildung, welcher eine braunrote, von einer Eisenoxydbeimengung herrührende Färbung eigentümlich ist. Ihr paläontologischer Charakter weicht von dem eben besprochenen dadurch so vollständig ab, daß sie keinerlei Korallen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten führt, dagegen zum Teil reich an Resten von Landpflanzen, namentlich aber von Ganoid- und Panzerfischen ist, so von Acanthodes, Diplopterus, Osteolepis, Holoptychius, Cephalaspis, Coccosteus, Asterolepis und Pterichthys, welche in der normalen devonischen Schichtenreihe nur ausnahmsweise oder sparsam vorkommen (so z. B. im Devon der Eifel und von Wildungen). Daß der Old Red eine Äquivalentbildung, eine lokale Fazies der Devonformation vorstellt, welche wahrscheinlich in großen Inlandseen und Lagunen abgelagert worden ist, wird bereits durch seine Verbandsverhältnisse mit dem Silur und Carbon erwiesen. In Schottland wechsellagert der Old Red nahe seiner unteren Grenze mit silurischen Graptolithenschiefern, in seinem obersten Horizonte hingegen mit Kohlenkalkbänken. Auch in Wales findet zwischen Old Red einerseits und Silur und Carbon anderseits ein inniger Verband durch konkordante Lagerung statt. In beiden Gegenden vertritt also der erstere die Gesamtheit der Devonformation. In anderen Gebieten hingegen ist er als Repräsentant nur einer Einzelstufe des Devons mit normalen marinen Devonablagerungen verknüpft, so in den baltischen Provinzen, wo sich zwischen den Old Red mitteldevonische Kalke einschieben, ferner im polnischen Mittelgebirge, wo er von marinem Mittel- und Oberdevon über-

---

*) A. Geikie, On the Old red sandstone of western Europe. Transact. R. Soc. of Edinburgh. Bd. XXVIII. 1878. — Fr. Frech, Lethaea palaeozoica. Stuttgart 1897. II. S. 219.

lagert wird, endlich im Osten von Nordamerika, wo er bald nur als Fazies des obersten Devons, bald als diejenige mehrerer Stufen dieser Formation auftritt.

In Britannien wird der Old Red durch eine tiefgreifende Diskordanz bereits stratigraphisch in 2 Abteilungen gegliedert, deren untere sich durch die Führung von Acanthodes, Osteolepis, Dipterus, Coccosteus und Pterichthys auszeichnet, während in der oberen z. B. Holoptychius und Bothriolepis neu hinzutreten.

Die geographische Verbreitung der Devonformation. Das ausgedehnteste devonische Territorium Deutschlands ist das rheinische Schiefergebirge. Es umfaßt einen großen Teil Rheinpreußens, Westfalens, Nassaus und erstreckt sich nach Belgien und Nordfrankreich hinein. Das Unterdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge durch eine eng zusammengestauchte, z. T. überkippte Schichtenfolge von Grauwacken, Sandsteinen, Quarziten, Tonschiefern und Dachschiefern gebildet und besitzt in faunistischer wie petrographischer Hinsicht eine auffällige Gleichförmigkeit. Die wichtigsten Faziesbildungen innerhalb desselben sind Spiriferen- und Chonetenschiefer, Chondritenschiefer, Ctenocrinusbänke, Pterineensandsteine, Nuculidenbänke, Porphyroidschiefer mit Limoptera. Etwas verschieden von dieser Schichtenreihe sind die im tieferen Meere abgelagerten Hunsrückschiefer mit einer abweichenden Fauna von Crinoideen, Asterien, dünnschaligen Muscheln, Orthoceratiten, Goniatiten, Trilobiten und Panzerfischen.

Das Mitteldevon besteht auf der linken Rheinseite aus Kalksteinen, Mergeln und Dolomiten, dem Eifeler Kalke. Derselbe bildet in der Eifel sechs größere und drei kleinere elliptische Partien, welche der Grauwacke muldenförmig ein- und aufgelagert sind (siehe Profil, Fig. 253). In dieser

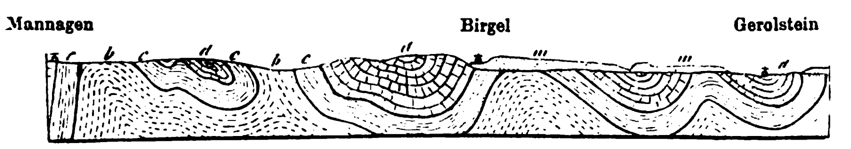


Fig. 253. Profil der Eifel.
b unterdevonische Grauwacke, *c* Schiefer und Sandstein, *d* Eifeler Kalk, *m* Buntsandstein.

mitteldevonischen Schichtenreihe lassen sich zwei Niveaus, die Calceolakalke und -mergel (an deren Basis als Übergangsstufe zum Unterdevon Kalke und Roteisenstein mit Spirifer cultrijugatus auftreten) und die Kalke mit Stringocephalus Burtini (Paffrather Kalke) unterscheiden. Der Eifeler Kalk ist sehr reich an Korallen, Crinoideen und Brachiopoden. Auch in Belgien (z. B. bei Givet und Couvin) sind dieselben Schichten entwickelt und den übrigen devonischen Gebilden regelmäßig zwischengelagert. Ebenso

wie dort, wird in der Gegend von Aachen der untere Stringocephalenkalk, außerdem aber der Calceolakalk und das obere Unterdevon durch rote Sandsteine, Schiefer und Konglomerate (die Vichter Schichten) ersetzt. Auf der rechten Rheinseite ist das Mitteldevon im ganzen ähnlich entwickelt, doch bildet die Häufigkeit von Diabasen und Schalsteinen einen bemerkenswerten Gegensatz zur Eifel, wo dieselben gänzlich fehlen. In der Gegend zwischen Sieg und Lenne ist das untere und obere Mitteldevon, aber auch das Unterdevon durch sandig-tonige Komplexe und Grauwackensandsteine, lokal mit Einlagerungen von Korallenkalk, vertreten, die sog. Lenneschiefer. Ganz typisch hingegen sind die Stringocephalen- (Paffrather) Kalke bei Bensberg, Elberfeld, Schwelm, Iserlohn, Diez, Villmar usw. ausgebildet. Als pelagische Fazies des Calceolakalkes, also des unteren Mitteldevons, stellen sich namentlich im Dillenburgischen und im Ruppachtale, sowie im ganzen Südflügel der Lahnmulde dunkle Tonschiefer und Dachschiefer mit Tentaculiten ein, welche außerdem verkieste Goniatiten, Orthoceren und Bactriten enthalten (Wissenbacher Schiefer). Nach ihrer Führung von Goniatiten gliedern sich dieselben in zwei Stufen, eine untere mit Goniatites (Anarcestes) subnautilinus, Gon. (Mimoceras) compressus, Orthoceras triangulare, und eine obere mit Gon. (Aphyllites) occultus und Dannenbergi, Bactrites carinatus u. a.

Das Oberdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge vorzugsweise vertreten durch bunte Kramenzelkalke, durch Kalke und mergelige Schiefertone mit Goniatiten (Goniatitenschiefer von Büdesheim), und rechts des Rheines durch Cypridinenschiefer. Nur lokal sind entwickelt Korallenriffe (Dillgebiet; südliches Belgien), dolomitische Mergel mit Rhynch. cuboides (Brachiopodenkalke) und Sandsteine oder olivengrüne Schiefer mit Spirifer Verneuili (Verneuili-Schichten). Letzteres ist namentlich in der Gegend von Aachen der Fall, von wo aus sie sich nach Belgien verbreiten. In allen diesen, wie in anderen Distrikten, lassen sich zwei Faunen, also zwei Horizonte des Oberdevons unterscheiden, deren unterer sich durch das Auftreten primordialer Goniatiten, namentlich Goniatites (Manticoceras) intumescens, und das Fehlen der Clymenien auszeichnet (Goniatitenschichten), während der obere reich an Clymenien ist, zu denen sich zugleich typische neue Goniatiten (Sporadoceras, Brancoceras) gesellen (Clymenienschichten).

In ziemlich vollständiger Entwickelung und in entsprechender Gliederung beteiligt sich das Devon am Aufbau des Kellerwaldes, als der östlichsten Fortsetzung des rechtsrheinischen Devongebietes (Denckmann).

Zur ausführlicheren Erläuterung des rheinischen Devons möge folgende übersichtliche Zusammenstellung dienen:

III. Oberdevon.

2. Stufe der Clymenia undulata.

Cypridinenschiefer als oberstes Glied des rechtsrheinischen Oberdevons, sowie der Büdesheimer Mulde, mit Cyprid. serrato-striata und Posidonomya venusta.

Clymenienkalk mit Clymenia laevigata, undulata, striata u. a. von Eibach bei Dillenburg, Kirschhofen bei Weilburg, Wildungen, Kellerwald, Enkeberg bei Brilon.

Sandsteine und Schiefertone mit Spirifer Verneuili, Archaeopteris hybernica, Rhodea (Verneuilischichten) von Aachen-Stollberg.

Goniatitenschiefer von Nehden (Nehdener Schiefer) bei Brilon; rote Flaserkalke von Aachen.

1. Stufe des Goniatites intumescens.

Goniatitenschiefer von Büdesheim, grünlichgraue Mergelschiefer mit Goniatites simplex, G. intumescens, Orthoceras subflexuosum, Bactrites gracilis, Buchiola (Cardiola) retrostriata, Cypridina serrato-striata; — Korallenriffkalke von Haiger und Aachen-Stollberg; — schwarzer Goniatitenkalk (Kehlwasserkalk) von Bicken als geringmächtige Einlagerung im bläulichen oder rötlichen Goniatitenkalk von Adorf mit Gon. intumescens, Gon. multilobatus, Buchiola retrostriata; zu unterst: Cuboidesschichten, dolomitische Mergel und dünnplattige Kalke (Büdesheim). Die Mergel mit Camarophoria formosa, Spirifer Verneuili, Atrypa reticularis, Athyris concentrica, Rhynchonella cuboides u. pugnus, Productus subaculeatus, Goniatites intumescens.

II. Mitteldevon.

a) **Fazies der Korallen- und Brachiopodenkalke.**

2. Stringocephalenkalke, bis 400 m mächtig (bei Pelm, Blankenheim, Sötenich), mit Stringocephalus Burtini, Uncites gryphus, Macrocheilus arculatum, Murchisonia bilineata, Megalodon cucullatum, Amphipora ramosa, Endophyllum torulosum, Cyathophyllum quadrigeminum. Paffrath, Gladbach.

   Zu unterst die Crinoidenschicht, ein bis 10 m mächtiger, aus Stielgliedern von Crinoideen, Korallen, Brachiopoden und Bryozoen-Resten bestehender Komplex mit Cupressocrinus, Poteriocrinus, Melocrinus, Eucalyptocrinus, Rhodocrinus usw.; auch Calceola sandalina ist noch recht häufig. (Aufgeschlossen bei Nollenbach, Bärendorf, Kerpen, am Sonnenberg bei Pelm.)

1. Calceolaschichten, Mergelkalke mit Calceola sandalina, Cyathophyllum helianthoides, Actinocystis maxima, Cystiphyllum lamellosum, Favosites polymorphus, Strophomena caudata, Atrypa signifera, Athyris concentrica, Spirifer speciosus, Streptorhynchus umbraculum, Pentamerus galeatus u. a.

   Zu unterst die Zone des Spirifer cultrijugatus, unreine, zum Teil eisenschüssige Kalksteine, Eisenerze und Grauwacken (z. B. am Prümbachtale bei Elwerath, ferner bei Nohn, Ahhütte u. a.) mit Spirifer cultrijugatus, Rhynchonella Orbignyana.

b) **Fazies der Tentaculitenschiefer** mit Tentaculites acuarius mit eingelagerten oder stellvertretenden Kalken.

2. dem Stringocephalenkalk- und -eisenstein von Brilon und Wetzlar mit String. Burtini, Goniatites (Aphyllites) evexus v. B., Gon. (Maeneceras) terebratus Sandb.; zu unterst der Odershauser Kalk mit Posidonia hians, Gon. (Tornoceras) circumflexiferus u. a.

1. dem Ballersbacher Flaserkalk und Günteroder Knollenkalk mit Gon. (Aphyllites) occultus und angulatus, Bronteus speciosus, ferner dem Greifensteiner Kalk, einem Crinoidenkalk mit Gon. (Aphyllites) fidelis, Phacops fecundus, Proetus orbitatus, Spirifer indifferens, Merista passer u. a.

Die Wissenbacher oder Orthoceras-Schiefer sind schieferige Faziesgebilde der unteren Stufe (1) oder eines Teiles derselben und gliedern sich in einen unteren Horizont des Goniatites (Anarcestes) subnautilinus und einen oberen des Gon. (Aphyllites) occultus. Eine sandig-schieferig-quarzitische Fazies des oberen und unteren Mitteldevon, sowie auch des Unterdevon repräsentieren die »Lenneschiefer« des südlichen Westfalens.

I. Unterdevon.

4. **Die obere Coblenzstufe.** Stufe des Spirifer paradoxus:

c) Oberste Coblenzschichten, Schiefer, Roteisensteine, Übergangsschichten zum Mitteldevon mit Spir. speciosus, Orthis striatula, Pentamerus Heberti, Orthis dorsoplana und Centronella (z. B. bei Haiger, Diez am Ruppachtal).

b) Obere Coblenzschichten, Grauwacken und z. T. kalkhaltige Schiefer, oft mit reicher Fauna, z. B. Spir. curvatus, Spir. (macropterus) paradoxus, Strophomena rhomboidalis, Chonetes dilatata, Pterinea fasciculata, Nucula curvata. Chondritenschiefer (Coblenz, Daleiden, Ems).

a) Coblenzquarzit, weiße, plattige Quarzite mit Spir. carinatus, Pterinea laevis, Homalonotus gigas (Coblenz, Ems, Lahnstein, Dillenburg, Selters).

Eine Fazies der oberen Coblenzstufe, sowie des unteren Mitteldevons sind die Vichter Schichten der Aachener Gegend.

3. **Die untere Coblenzstufe.** Stufe des Spirifer Hercyniae.

b) Untere Coblenzschichten. Grauwacken mit Strophomena plicata, Orthis circularis, Spir. Hercyniae und macropterus, Homal. armatus und rhenanus, Pleurodictyum problematicum und zahlreichen Zweischalern (Stadtfeld in der Eifel, Vallendar bei Coblenz). Haliseriten (= Tang-)-Schiefer. Nuculidenbänke bei Ehrenbreitenstein. — Oben mit den Schichten von Zenscheid (Eifel).

a) Unterste Coblenzschichten, Porphyroidschiefer (Porphyrtuffe) von Nassau (Singhofen), mit vorwaltenden Zweischalern, namentlich Limoptera bifida, Palaeosolen u. a.

2. **Hunsrückschiefer und Taunusquarzit. Siegener Grauwacke.** Stufe des Spirifer primaevus.

b) Hunsrückschiefer, dunkle Tonschiefer und Dachschiefer mit Phacops Ferdinandi, Dalmania rhenana, Homalonotus planus, Asterien (Caub. Gemünden, Bundenbach).

a) Taunusquarzit, weiße Quarzite des Taunus und Hunsrück mit Spirifer primaevus, Rensselaeria crassicosta.

Beide werden im Siegerlande, Ahrtal, unterhalb Andernach und Nordabhang des Hohen Venn vertreten durch die Siegener Grauwacke, diese mit wesentlich übereinstimmender Fauna, reich an Brachiopoden (Chonetes sarcinulata, Spir. primaevus).

1. **Stufe von Gedinne** (Gedinnien), Gedinne-Konglomerate der Aachener Gegend; phyllitische Schiefer und Sandsteine, fossilfrei.

In der Entwickelung des Devons im Harze zeigt sich eine auffallende Übereinstimmung mit den rheinischen und insbesondere mit den nassauischen gleichalterigen Bildungen. Derselbe enthält zwei im wesentlichen durch den Brockengranit getrennte Devongebiete, ein westliches im Oberharze und ein östliches im Unterharze. Das Devon des Unterharzes gliedert sich nach M. Koch wie folgt:

III. Oberdevon.

Cypridinenschiefer mit Cypridina serrato-striata und Posidonia venusta.

Clymenienkalk des Büchenberges, Eselstieges u. a. O. mit Clym. annulata, undulata und laevigata nebst kugeligen Goniatiten.

Goniatitenkalk am Meiseberg mit Goniatiten und Cardiola retrostriata.

II. Mitteldevon.

Stringocephalenschichten, Kalksteine, namentlich aber Eisensteine, die zum Bergbau von Hüttenrode, Hartenberg und Büchenberg Veranlassung geben, wechsellagernd mit Diabasmandelsteinen, Tuffen und Mergelschiefern mit einer reichen mitteldevonischen Fauna, z. B. Stringocephalus Burtini, Pentamerus galeatus, Megalodus cucullatus, Macrocheilus arculatum, Phacops breviceps, Harpes socialis, Goniatites terebratus, Gon. cinctus, Amplexus hercynicus u. a.

Calceolaschiefer von Elend.

Decken von Diabasmandelsteinen und Keratophyren getrennt durch Tuffe, sowie durch Tentaculitenschiefer.

Wissenbacher Schiefer mit Goniatites gracilis, Gon. subnautilinus.

Hasselfelder Kalk mit Greifensteiner Goniatitenfauna.

I. Unterdevon.

Hauptquarzit mit Spir. paradoxus, Chonetes sarcinulatus, Atrypa reticularis, Limoptera semireticulata.

Untere Wieder Schiefer z. T. mit den »hercynischen« Kalklagern von Mägdesprung, Scheerenstieg, Radebeil, Zorge, Ilsenburg u. a. O.; diese mit Dalmania tuberculata, Pentamerus costatus, Spirifer Hercyniae, Spir. togatus, Rhynch. princeps u. a.

Auf dem Oberharz tritt die devonische Formation in drei isolierten Partien zu Tage, und zwar 1. zwischen Ocker und Innerste am Nordrande des Gebirges, 2. in Verbindung mit ausgedehnten Lagern von Diabas am sogenannten Grünsteinzuge in Gestalt einer schmalen Zone zwischen Osterode und Harzburg, 3. am Iberge, der sich wie ein Horst mitten aus den Culmschichten erhebt. Der Hauptvertreter des oberharzerischen Unterdevons ist hier der Spiriferensandstein (Kahleberger Sandstein; Ober-Coblenzstufe). Er setzt fast ausschließlich die Berge zwischen Ocker, Goslar, Bockswiese und Oberschulenberg (z. B. den Rammelsberg und Kahleberg) zusammen. An den Spiriferensandstein schließen sich Calceolaschichten eng an. Es sind dunkelgraublaue, kalkige Tonschiefer mit Calceola sandalina, Cupressocrinus urogalli, Spirifer speciosus, Phacops latifrons (Schalker

Tal, Auerbahn, Bocksberg, Rammelsberg). Infolge einer vollständigen Überkippung der dortigen Schichtenkomplexe unterteufen die Calceolaschiefer stellenweise die Spiriferensandsteine (Fig. 223). Auf die Calceolaschichten folgen die Wissenbacher (Goslarer) Schiefer und Knollenkalke z. B. mit Bactrites carinatus, Goniatites Jugleri und Gon. occultus, welche in weiter Verbreitung zwischen Goslar, Langelsheim und dem Winterberge aufgeschlossen sind und Lager von körnigem Diabas eingeschaltet enthalten. Dann folgt der durch die Grube Weinschenke bei Buntenbock und am Polsterberge aufgeschlossene Stringocephalenkalk mit Goniatites terebratus, Orthoceras lineare, Bronteus insignitus, Stringocephalus Burtini. Er ist mit Roteisenstein-, Brauneisenstein- und Magneteisensteinlagerstätten, sowie mit Diabastuffen (Blattersteinen) vergesellschaftet. Das Oberdevon ist zunächst durch gebänderte, z. T. Kalkknollen führende (Büdesheimer) Tonschiefer mit Styliolinen und Tentaculiten, Tornoceras simplex, darüber durch schwarze (Adorfer) Kalke mit Gon. intumescens und Cardiola retrostriata (Altenau, Rhomker Halle, Hahnenklee), Kramenzelkalke und Clymenienkalke (Rhomker Halle, Äcke- und Riesenbachtal) und zu oberst durch Cypridinenschiefer mit variolitischen Diabasen (Lautental) vertreten (Beushausen). Der Intumescens-Stufe (S. 441) gehört auch der Korallenkalk des Iberges und Winterberges bei Grund an, welcher nach allen Richtungen von Eisensteinlagerstätten durchschwärmt wird und außerordentlich reich an organischen Resten, so an Terebratula elongata, Rhynchonella pugnus, Rhynch. cuboides, Goniatites intumescens, Spirifer simplex, Conocardium trapezoidale, Phillipsastraea, Cyathophyllum usw. ist.

Eine beträchtliche Verbreitung gewinnt das Devon im südöstlichen Thüringen, im Vogtlande und im Fichtelgebirge (vgl. Fig. 219, S. 420). Hier gliedert sich dasselbe nach Gümbel und Liebe wie folgt:

III. Oberdevon.

Cypridinenschiefer und Clymenienkalke mit Clymenien, Gon. intumescens, Orthoceras interruptum. Im Oberdevon Ostthüringens lassen sich nach Liebe 3 z. T. durch Diabasbreccien getrennte Knotenkalkstufen unterscheiden, deren 2 untere sich als Goniatitenkalke, deren obere sich als Clymenienkalk kennzeichnen.

II. Mitteldevon.

Diabastuffe und Breccien-Schalsteine, Schiefer, tuffige Sandsteine; mit Nestern und Knollen von Kalkstein. Im sächsischen Vogtlande mit den versteinerungsreichen Diabastuffen von Planschwitz und den Korallenkalken der Umgegend von Plauen, mit Favosites polymorphus, Cyathoph. caespitosum, Atrypa reticularis u. a.

I. Oberes Unterdevon.

Tentaculitenschiefer und Knollenkalke; Nereïtenschiefer mit Einlagerungen von Quarziten und tuffigen Grauwacken, erstere mit Kriechspuren von

Anneliden u. dergl. (= Nereïten), die Quarzite bei Steinach mit Spirifer paradoxus, Atrypa reticularis, Strophomena piligera, Pleurodictyum problematicum. Diskordant auf dem Obersilur (Fig. 219, S. 420).

An die Phyllite der nordwestlichen Peripherie des sächsischen Granulitgebirges legt sich eine 5 Meilen lange Zone von Tentaculitenschiefern und oberdevonischen Dachschiefern mit Clymenien, Schalsteinschiefern, Quarz-Keratophyren und Porphyroiden an (Altenmörbitz, Lastau). In Schlesien treten bei Freiburg und bei Kunzendorf zwei isolierte Kalkmassen aus dem Gebiete der Culmformation hervor, welche u. a. Spirifer disjunctus, Atrypa reticularis, Rhynchonella cuboides, Receptaculites Neptuni, Aulopora repens führen (= Iberger Kalk). Bei Ebersdorf in der Grafschaft Glatz werden Clymenienkalke als direktes Liegendes der Culmgrauwacke abgebaut. In Österreichisch-Schlesien und Mähren bilden die Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Devons eine bis über 3 Meilen breite und etwa 7 1/2 Meilen lange Zone, welche sich von Zuckmantel in südlicher Richtung bis Sternberg in Mähren erstreckt.

Im Polnischen Mittelgebirge ist in der Gegend von Kielce die gesamte devonische Schichtenreihe von den Coblenzschichten bis hinauf zum Clymenienkalk entwickelt*).

In Böhmen**) gehören die früher von Barrande als oberstes Silur aufgefaßten und als Etagen F, G und H bezeichneten Kalke und Schiefer zum Unter- und Mitteldevon:

Mitteldevon.

H = Hostiner-Schiefer mit Stringocephalus Burtini, Cardiola (Buchiola) und Pflanzen.

G_3 = Knollenkalk von Hlubočep mit Goniatites occultus.

G_2 = Tentaculitenschiefer mit Gon. fecundus.

Unterdevon.

G_1 = Schwarze Knollenkalke von Tetin und Hostin mit Dalmania Hausmanni; wahrscheinlich ein Äquivalent von F_2.

F_2 = Bunter, roter oder gelblicher Crinoidenkalk von Mnenian mit Gon. fidelis; nach unten durch Wechsellagerung verbunden mit dem

Korallen-Riffkalk von Konieprus mit Spir. secans, Rhynch. princeps, Harpes venulosus, Bronteus palifer, Favosites Goldfussi, Cyathophyllum expansum.

F_1 = Schwarzer Plattenkalk, reich an Spongien.

In den Ostalpen ist nach Frech die gesamte devonische Schichtenreihe vom unterdevonischen (»hercynischen«) Riffkalke, z. B. am Wolayer Thörl, bis zu den Clymenienkalken des obersten Devons entwickelt (vergl. die Tabelle S. 447).

*) G. Gürich, Das Palaeozoicum im Poln. Mittelgeb. St. Petersburg 1896. S. 35.

**) Vergl. Fr. Frech, Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 917. — E. Kayser u. E. Holzapfel, Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien. 1894. S. 500.

Im Elsaß und zwar im Breuschtale bildet das Mitteldevon eine Schichtenreihe von Tonschiefern, Grauwacken, Konglomeraten, Quarziten und Diabastuffen mit Einlagerungen von Crinoiden-, Stromatoporen- und Favositeskalken, erstere mit Stringocephalus Burtini und Calceola sandalina. Die Konglomerate führen Kalksteingerölle mit Calceola sandalina (Benecke, Bücking und Jäkel).

Im sonst normalen Devon Frankreichs ist in den Kalken des Pic von Cabrières (Languedoc) und in denen von Erbray (Dép. Loire-inf.) das Unterdevon in hercynischer Fazies entwickelt (Frech, Barrois).

Das Devon Belgiens steht mit demjenigen der Rheinprovinz in direktem Zusammenhange und stimmt, wie die Übersichtstabelle auf S. 447 zeigt, vollständig mit demselben überein.

Gleiches gilt von dem Devon Britanniens in Cornwall und Süd-Devonshire. Die für dessen Stufen von den Engländern angewandten Bezeichnungen ließen sich ebensogut durch die deutschen Namen ersetzen. Im oberen Mitteldevon finden sich zahlreiche Diabase, Schalsteine und Korallenriffe, welche letztere sich auch zwischen den Goniatiten- und Clymenienschichten des Oberdevons wiederholen. In Nord-Devonshire fehlen Kalke fast vollkommen, vielmehr besteht das ganze, sehr regelmäßig gelagerte Devon aus Sandsteinen, Quarziten, Grauwacken mit untergeordneten Schiefern, welche jedoch die bezeichnenden Leitfossilien enthalten. Es sind dies offenbar litorale Bildungen eines flachen Meeres. Unmittelbar nördlich davon (in Wales) beginnt das Gebiet des in Landseen abgelagerten Old red sandstone (S. 438). Derselbe ist außerdem in Schottland, auf den Orkney- und Shetlands-Inseln entwickelt. Seine obere Stufe führt Holoptychius, Pterichthys, Coccosteus, — seine untere Osteolepis, Dipterus, Cephalaspis (S. 436).

In Rußland treten devonische Schichten auf dem enormen Flächenraume von etwa 7000 Quadratmeilen, und zwar in drei Zonen zu Tage, deren eine sich von Kurland in nordöstlicher Richtung bis Archangel erstreckt, während die zweite von Kurland südöstlich bis über Tula hinaus verläuft und die dritte am Aufbau der Westflanke des Uralgebirges teilnimmt. Im Ostsee-Gebiete, wo ausschließlich Mittel- und Oberdevon vertreten sind, finden sich die beiden sonst getrennten Fazies der devonischen Schichtenreihe vereint, indem rote Sandsteine, reich an Resten von Fischen, z. B. von Holoptychius, Asterolepis, Coccosteus, durch Kalke und Mergelschiefer, welche die Brachiopoden, Cephalopoden und Korallen des echt marinen Mittel- und Oberdevons führen, in einen ober- und einen mitteldevonischen Komplex getrennt werden. Diese noch fast horizontale Schichtenreihe lagert diskordant auf dem Obersilur und wird vom unteren Zechsteinkalk überlagert. Auch innerhalb der zentral- und nordrussischen Devongebiete fehlt das Unterdevon, zugleich aber weicht die Fauna des Mitteldevons stark

Gliederung und Parallelisierung devonischer Formationen verschiedener Länder.

Zum Teil nach Fr. Frech.

		Rheinisches Schiefergebirge.	Oberharz.	Unterharz.		Belgien.	Ostalpen.	Böhmen.	Ural.	Britannien.		New York.
Oberdevon	Stufe der Clymenia undulata	Clymenienkalk Cypridinenschiefer Sandstein mit Spir. Verneuili Nehdener Schiefer	Cypridinenschiefer von Lautenthal u. a. O Clymenienkalk	Cypridinenschiefer von Elbingerode Clymenienkalk vom Büchenberg etc.	Famennien	Kalkstein von Etroeungt mit Clymenien und Spir. Verneuili Psammit v. Condros mit Spir. Verneuili. Cypridinenschiefer d. Famenne	Clymenienkalk von Graz und Klein Pal (Karnische Alpen).		Clymenienkalk Cypridinenschiefer	Pilton-Gruppe (Spir. Vern.-Zone). Peterwyn-Gruppe (Clymenien-Schichten). Cypridinenschiefer	Old Red Oberer mit Holoptychius, Coccosteus, Pterichthys	Roter Catskill Sandstein (Old Red) mit Holoptychius, als Fazies des Chemung Sandsteins m. Spir. Verneuili; Portage Sandstein, Ithaca Sandstein und Kalk mit Spir. mesastrialis. Genesee Schiefer und Kalk mit Rhynch. cuboides
	Stufe des Goniatites intumescens	Goniatitenkalke von Adorf und Bicken Korallenriffkalke von Haiger Korallenmergel von Stollberg Goniatitenschiefer von Büdesheim	Adorfer Goniatitenkalk von Altenau, Rhomker Halle; Iberger Korallenkalk Büdesheimer Schiefer mit Styliolinen	Korallenriffkalk von Rübeland mit Goniatites intumescens	Frasnien	Schiefer von Matagne mit Gon. primordialis und Buchiola retrostriata. Kalke u. Mergel von Frasne mit Rhynch. cuboides	Korallenkalk mit Phillipsastr. und Rhynch. pugnus. Kollinkofel, Vellachtal		Goniatitenkalk und Cuboideskalk	Intumescens-Schichten von Torquay und Chudleigh	Lücke und Diskordanz	
Mitteldevon	Stufe des Stringocephalus Burtini	Stringocephalenkalk und Eifeldolomit Crinoidenschicht Lenneschiefer Tentaculitenschiefer	Stringocephalenkalk des Oberharzer Grünsteinzuges. Wissenbacher Schiefer und Knollenkalke	Stringocephalenkalk von Elbingerode (Eisensteine). Tentaculitenschiefer	Givetien	Stringocephalenkalk von Givet	Stringocephalenkalk der Kellerwand und Hochlantschkalk	H. Hostiner Schiefer mit Stringocephalus und Pflanzen	Kalke und Schiefer mit Stringocephalus Burtini und Spir. Anossofi	Plymouth-Gruppe mit Stringocephalen. Ilfracombe-Gruppe		Hamilton Sandstein, Schiefer, Kalk. Marcellus-Schiefer mit Gon. expansus.
	Stufe der Calceola sandalina	Calceolakalk und -mergel Zone d. Spir. cultrijugatus Wissenbacher Schiefer. Greifensteiner Kalk. Vichter Schichten	Calceolaschiefer	Calceolaschiefer Wissenbacher Schiefer Hasselfelder Kalk.	Eifelien	Calceolaschiefer von Couvin Cultrijugatus-Schichten	Calceolakalk. Kalk mit Heliol. Barrande	G_3. Knollenkalk von Hlubocep G_2. Tentaculitenschiefer	Kalke und Schiefer mit Pent. baschkiricus	Calceolaschiefer von Ogwellhouse		Obere Helderberg-Gruppe. Kalk m. Korallen, Brachiopoden, Dalmania, Proet.
Unterdevon	St. d. Spir. paradoxus	Obere Coblenzsch. Coblenzquarzit	Kahleberger Spiriferensandstein	Hauptquarzit	Coblenzien	Roteisenstein. Grauwacke von Hierges.	Brachiopodenkalk von Vellach	G_1 u. F_2. Schwarze Knollenkalke und Kalke v. Mnenian m. Gon. fidelis, nebst Korallenriffkalk von Konieprus F_1. Schwarzer Plattenkalk mit Spongien. (G_1, F_2 u. F_1 sich teilweise vertretend)	Kalke der Ufa etc. mit Pent. optatus	Cockington u. Lincombe grits m. Sp. auriculatus Homalonotus	Unterer mit Osteolepis, Dipterus Acanthodes, zu unterst mit Cephalaspis, Pterygotus	Schoharie Sandstein. Caudagalli-schichten, Oriskany Sandstein m. Spir. arrectus, Rensselaeria ovoides. Unter-Helderberg m. Odontochile, Capulus, langflügeligen Spiriferen
	St. d. Spir. Hercyniae	Untere Coblenzschichten		Untere Wieder Schiefer mit Kalklinsen		Konglomerat von Burnot; grauer Sandstein von Vireux;	Korallenriffkalk des Wolayer Thörl m. Rhynch. princeps Stufe d. Rhynch. Megaera		Schiefer und Sandstein d. Nary etc.	Lynton slates		
	St. d. Spir. primaevus	Hunsrückschiefer Taunusquarzit Siegener Grauwacke				Grauwacke von Montigny	Stufe d. Goniat. inexpectatus u. Cyrt. miles		Kalk der Belaja und v. Petropawlowsk mit Pent. pseudoknighti, Rhynch. princeps	Sandstein m. Spirifer primaevus		
	Stufe des Spirifer Mercuri	Ältere Taunusphyllite Gedinne-Stufe				Gedinnien						

von der westeuropäischen ab. Dahingegen stellt sich in der uralischen Zone (siehe Tabelle S. 447) das Unterdevon und zugleich eine größere Übereinstimmung mit Westeuropa ein (Tschernyschew).

Auch in Nordamerika, und zwar namentlich in dessen Osten, hat das Devon eine weite Verbreitung. Abgelagert innerhalb der flach-trogförmigen Mulde von Silurschichten, deren östlicher Flügel in den Alleghanies zu Tage tritt, fast rings umgeben von der in konzentrischen Zonen ausgehenden silurischen Formation, — und wiederum selbst zum Teil überlagert von dem carbonischen Systeme, begleitet das Devon die silurischen Gesteine der Alleghanies in Form eines schmalen Bandes, gelangt aber als breiter Saum des nördlichen silurischen und archäischen Terrains im Inneren des Kontinentes zu größerer Verbreitung. Auch in Canada, Nova Scotia und New Brunswick tritt Devon auf und zwar hier lokal reich an Pflanzenresten, namentlich solchen von Archaeopteris, Sphenopteris, Sphenophyllum, Lepidodendron und Psilophyton, sowie an Fischen des Old Red. Dahingegen wird in den Vereinigten Staaten nur die obere Abteilung der devonischen Formation durch Old red sandstone mit Holoptychius, Bothriolepis und Cephalaspis gebildet, während die unteren Stufen sich aus mannigfach wechselnden Faziesbildungen des marinen Devons aufbauen und langflügelige Spiriferen, Rhynchonella, Atrypa, Orthis, Goniatites, Cyrtoceras, Cyathophyllum, Cystiphyllum, Favosites, Phacops, jedoch nur wenige mit europäischen identische Arten führen. Die Gliederung des amerikanischen Devons ist aus vorstehender Tabelle ersichtlich.

Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete der devonischen Formationen. Die submarinen Eruptionen, aus denen diejenigen Diabas- und Diabastuffeinlagerungen hervorgingen, wie sie bei Besprechung der vulkanischen Erscheinungen der Silurperiode geschildert wurden, beschränkten sich nicht auf dieses Zeitalter, sondern wiederholten sich mit noch größerer Energie in der Periode des Devons. In den Schichtenreihen der meisten devonischen Territorien Europas spielen deshalb ursprünglich deckenartig auf dem devonischen Meeresgrunde ausgebreitete, jetzt unregelmäßig bankartig zwischengelagerte, stellenweise kuppenartig aufgestaute Diabasgesteine eine wichtige Rolle. Sie sind dann mit den gleichalterigen Sedimentschichten durch Tuffe, Schalsteine und Haufwerke von Bomben zum Teil auf das innigste verbunden, ganz allgemein aber parallel zwischen sie eingeschaltet, so daß eine regelmäßige Wechsellagerung zwischen versteinerungsführenden und ursprünglich glutflüssigen Formationsgliedern stattfindet. Diabaslager wiederholen sich zwischen den devonischen Schichten nicht selten vielfach übereinander, eine ganz außerordentliche Entwickelung aber erreichen die Diabasbreccien, Diabastuffe und Schalsteine in vielen Devongebieten. Dies ist der Fall z. B. in der Gegend von Dillenburg und Weilburg in Nassau, im Devon Westfalens, des

Harzes*), des Vogtlandes, des Fichtelgebirges, Steiermarks und von Süd-Devonshire. Im Lenne- und Lahngebiete, bei Elbingerode und im nördlichen Sachsen stellen sich außerdem Quarzkeratophyre, sowie deren Tuffe und Porphyroide ein. Dahingegen finden sich derartige vulkanische Einlagerungen weder in den großen Devonterritorien des Mississippibeckens und Rußlands, noch in denen der Eifel und Kärntens.

In engem genetischen Zusammenhange mit den Diabasen der erstgenannten Devonterritorien stehen Rot- und Magneteisenerze, welche fast überall da, wo Schalsteine an Stringocephalenkalkstein oder an Oberdevonkalk grenzen, zur Ausbildung gelangt sind, sich mit dem Kalkstein innig verbunden zeigen und nicht selten dieselben Versteinerungen führen wie dieser. Derartige mitteldevonische Rot- und Brauneisenerzlagerstätten haben bei Brilon in Westfalen, bei Wetzlar, Elbingerode, Hüttenrode und Clausthal im Harze, solche des Oberdevon im Dillenburgischen (Oberscheld) Veranlassung zu einem ausgedehnten Bergbau gegeben. Durch Zinkblende und Galmei sind bei Iserlohn ausgedehnte Partien des Stringocephalenkalkes ersetzt worden, in dem diese Erze jetzt eine Anzahl bis 20 m mächtiger Lagerstätten bilden. Die in den mitteldevonischen Schalsteinen bei Königsberg im Dillenburgischen auftretenden Roteisensteine sind phosphorhaltig und mit verzogen linsenförmigen Phosphoriteinlagerungen vergesellschaftet (Fig. 254). Vorkommen des letztgenannten Minerales sind an sehr vielen Punkten der Lahngegend von Diez bis nach Niedergirmes bekannt.



Fig. 254. *a* devonischer Schalstein mit *b* Phosphoriteinlagerungen im Dillenburgischen.

Abgesehen von den Diabasausbrüchen, welche bereits während des Absatzes der devonischen Schichten stattfanden, waren gewisse Devonterritorien nicht selten noch in späteren Zeitaltern der Schauplatz von Eruptionen glutflüssiger Gesteinsmassen, welche jetzt in den devonischen Schichten stock- oder gangförmig aufsetzen. Hierher gehören die Granitstöcke des Brockens, des Ockertales und des Rammberges, welche die Devonformation des Harzes durchsetzen, z. T. mikrogranitisch-porphyrische Apophysen aussenden und die durchbrochenen Tonschiefer und Grauwacken metamorphosiert haben (siehe S. 296). Sehr klar lassen sich diese Verhältnisse z. B. am Rehberger Graben bei Andreasberg im Harz beobachten

*) F. Rinne, N. Jahrb. Beil.-Bd. X. S. 363.

(siehe Fig. 255). An dieser Stelle hat sich ein lakkolithischer Stock von Granit zwischen devonische Tonschiefer und Culmgrauwacken eingezwängt, so daß diese jetzt, nachdem die Hauptmasse des Granites durch Denudation bloßgelegt worden ist, als schollenförmige Reste der einst allgemeinen Schieferhülle den Gipfel des Rehberges bilden. Der Granit sendet zahlreiche Apophysen in das Nebengestein, und zwar namentlich in die auflagernde Partie aus, und hat nicht nur diese letztere, sondern auch die benachbarten Tonschiefer und Grauwacken in Hornfels umgewandelt.

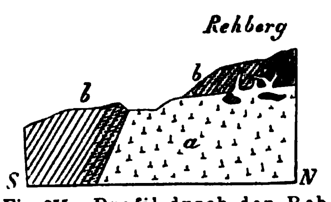


Fig. 255. Profil durch den Rehberg bei Andreasberg. *H. Crd.* *a* Granit, *b* Grauwacken und Tonschiefer, im Kontakte mit dem Granit in Hornfels verwandelt.

In den durch seitlichen Zusammenschub der altpaläozoischen Schichten erzeugten steilen, oft sehr verworrenen Faltensystemen sind später hier und dort Spalten aufgerissen worden, welche dann z. T. Veranlassung zur Bildung von Erzgängen gegeben haben. Als Beispiel solcher Vorkommnisse mag der altberühmte Silbererzdistrikt von St. Andreasberg im Harze dienen*). Derselbe liegt in jenem Devon- und Culmgebiete, welches im Norden von dem eben erwähnten Granit des Rehberg-Sonnenberg-Rückens abgeschnitten wird (Fig. 255, *b*-*S*). In ihm setzen die Andreasberger Gänge auf. Es sind einerseits Eisenstein- und Kupferkiesgänge, anderseits Silbererzgänge, welche durch ein System von faulen Ruscheln scharf getrennt werden. Letztere sind mächtige, taube, von Bruchstücken des zermalmten Nebengesteines ausgefüllte Dislokationsklüfte, welche sich sowohl in ihrer westlichen Längenerstreckung als auch in der Tiefe vereinigen und somit eine keilförmige Partie von Tonschiefern, Quarziten und Diabasen umfassen, deren Schichten von NO nach SW streichen und mit 70—80° gegen SO einfallen. Die Silbererzgänge setzen nur innerhalb der Ruschelumgrenzung auf und haben deshalb eine geringe Ausdehnung, sind wenig mächtig, jedoch bis zu einer bedeutenden Tiefe aufgeschlossen. Ihre Hauptgangmasse ist Kalkspat. Die wichtigsten in diesem eingelagerten Erze sind: Bleiglanz, Zinkblende, Rotgültig, Antimonsilber, Arsensilber und gediegen Arsen; sie werden von Apophyllit, Harmotom, Desmin, Stilbit und Flußspat begleitet. Die Silbererzgänge gehören zwei Streichungsrichtungen an, einer nördlicheren und einer westlicheren, fallen gegen N und gegen NO und kreuzen und verwerfen sich deshalb öfters, doch bleibt sich die Hauptgangausfüllung in allen Gängen gleich. Die Ruscheln schneiden entweder die Gänge geradezu ab oder schleppen dieselben eine Strecke weit. In keinem Falle aber setzen die Silbererzgänge über eine der beiden Grenz-

*) H. Credner, Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 163. — E. Kayser, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 412. — O. Luedecke, Die Minerale des Harzes. Berlin 1896.

ruscheln hinaus. Die Eisensteingänge treten außerhalb des durch die Ruscheln abgeschlossenen Gebirgskeiles auf, sind mit derbem Roteisenstein und Glaskopf ausgefüllt und bilden im Verein mit einigen Kupferkies- und Kobaltgängen eine Zone ziemlich parallel der Grenze des Granites.

Ein anderes hervorragendes Beispiel von mit großartigen Schichtenstörungen der Devonformation verbundenen Spalten- und Erzgangbildungen liefert der benachbarte nordwestliche Oberharz. Da aber von diesen Dislokationen nicht nur das Devon, sondern namentlich auch der Culm betroffen wurde, so sollen die einschlägigen Erscheinungen in dem die Carbonformation behandelnden Abschnitte besprochen werden.

Die carbonische oder Steinkohlenformation.

Allgemeine Literatur.

Geinitz, Fleck und Hartig, Die Steinkohlen Deutschlands und anderer Länder Europas. München 1865.

Fr. Frech, Lethaea palaeozoica. II. S. 257—453. (Zugleich separat als: Die Steinkohlenformation.) 1899—1901.

Hauptliteratur über die carbonische Flora.

E. F. Germar, Die Versteinerungen des Steinkohlengebirges von Wettin und Löbejün im Saalkreise. Halle 1845—53.

H. B. Geinitz, Flora des Hainichen-Ebersdorfer und des Flöha'er Kohlenbassins. Leipzig 1854. — Die Versteinerungen der Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1855.

E. Weiß, Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rheingebiete. Bonn 1869—72. — Steinkohlen-Calamarien. I. Berlin 1876. II. 1884. — Die Sigillarien der preußischen Steinkohlengebiete. I. 1887. Ferner dessen: Flora der Steinkohlenformation. Berlin 1881. — E. Weiß und Sterzel, Die Gruppe der Subsigillarien. Berlin 1893.

H. Potonié, Die Silur- und die Culmflora des Harzes und des Magdeburgischen. Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. Heft 36. Berlin 1901.

D. Stur, Beiträge zur Kenntnis der Flora der Vorwelt. Bd. I. Heft 1. Die Culmflora des mährisch-schlesischen Dachschiefers. 1875; Heft 2. Die Culmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. 1877; Bd. II. Carbonflora der Schatzlarer Schichten. Heft 1. Farne. 1885; Heft 2. Calamarien. 1887 (Wien).

W. C. Williamson, Organisation of the fossil plants of the coalmeasures. I—XIX. London 1871—1893. — Ders. und D. H. Scott, I—III. 1895—1896. — D. H. Scott, I—IV. 1897—1901.

R. Kidston, On the fossil plants. Transact. R. Soc. of Edinburgh. 1882—94.

R. Zeiller, Végétaux fossiles du terrain houiller de la France. Paris 1880. Flore foss. du bassin houill. de Valenciennes. Paris 1886 et 1888. — Zeiller et Renault, Flore bouiller de Commentry. St. Etienne 1888 et 1890. — Bassin d'Autun et d'Epinac. Paris 1890 et 1895.

F. C. Grand'Eury, Flore carbonifère du Dép. de la Loire et du centre de la France. 2 part. et atlas. Paris 1877. — Géol. et Pal. du bassin houiller du Gard. St. Étienne. 1890.

L. Lesquereux, Coal Flora of Pennsylvania. Harrisburg 1879, 1880 und 1884.

Unter der carbonischen oder Steinkohlenformation (dem Carbon) versteht man eine aus Kalksteinen, Grauwacken, Sandsteinen, Konglomeraten, Tonschiefern, Schiefertonen und Steinkohlen bestehende Schichtenreihe, welche in manchen Gebieten ihrer Ausbildung über 4000 m Mächtigkeit erreicht und da, wo sie in Gemeinschaft mit devonischen und permischen Gebilden auftritt, das Hangende der ersteren und das Liegende der zweiten bildet. Ihre Ablagerung fällt in eine Zeit, in welcher auf den Kontinenten Farne, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zu einer nie wieder erreichten üppigen Entwickelung gelangten, in welcher ferner die ersten Vierfüßler, nämlich Amphibien, auf dem irdischen Schauplatz erscheinen, während sich die Fauna der gleichzeitigen Meere durch ihren Reichtum an Fusulinen, Crinoideen, Produkten und rugosen Korallen charakterisiert. Die carbonische Formation ist demnach der Repräsentant des Zeitalters der Gefäßkryptogamen, sowie der ersten Vierfüßler. Das Vorkommen zahlreicher mächtiger und ausgedehnter Ablagerungen von Steinkohlen innerhalb der hierher gehörigen Schichtenreihe rechtfertigt die Benennung Steinkohlenformation, wenn auch andere Formationen (Rotliegendes, Lettenkohlengruppe, Wealden) gleichfalls Steinkohlenflötze führen.

Der petrographische Charakter der carbonischen Formation. Die petrographische Ausbildung des Carbons ist, je nach dessen terrestrem, litoralem oder marinem Ursprunge (s. hinten), eine sehr abwechselungsreiche. In gewissen Ablagerungsgebieten, so z. B. in Devonshire, im Oberharz, Vogtland und Fichtelgebirge, in Nassau und Westfalen, bilden Konglomerate, Grauwacken, Grauwackenschiefer, Tonschiefer, Hornsteine und Kieselschiefer die untere Stufe der carbonischen Schichtenreihe (den Culm). In höheren Niveaus (der produktiven Steinkohlenformation) herrschen meist an weißen Glimmerschüppchen reiche und verkohlte Pflanzenreste führende Sandsteine (Kohlensandsteine) vor. In Wechsellagerung mit ihnen, namentlich aber als Begleiter der Steinkohlenflötze treten Schiefertone auf und sind zum Teil angefüllt von den wohlerhaltenen Resten der carbonischen Flora, während die massenhafte Anhäufung der letzteren das Material der Steinkohlenflötze lieferte. Durch den Verkohlungsprozeß ging zwar die ursprüngliche Form der Kohlenpflanzen innerhalb der Steinkohlenflötze meistenteils verloren, erhielt sich dagegen in den darüber und darunter liegenden Schiefertonen in staunenswerter Deutlichkeit. Die Kohlenflötze der carbonischen Formation bestehen entweder aus Steinkohle in allen ihren durch Bitumengehalt, Struktur und Glanz bedingten Varietäten, oder aus Anthracit, also dem nächst höheren Stadium der Verkohlung von Pflanzenmasse. Ein und dasselbe Flötz kann an der einen Stelle aus Steinkohle, an der anderen aus Anthracit bestehen, je nachdem die Lagerungsverhältnisse den Zersetzungsprozeß beschleunigten oder nicht. Infolge davon existiert auch zwischen beiden Verkohlungsprodukten, wie

nicht anders zu erwarten, eine ununterbrochene Reihe von vermittelnden Zwischengliedern (siehe S. 172). In enger Verbindung mit den Steinkohlenflötzen stehen nicht selten Ablagerungen von tonigem Sphärosiderit. Dieser findet sich entweder in zum Teil dicht vor- und nebeneinander liegenden linsenförmigen Nieren oder in zusammenhängenden Bänken zwischen den mit Kohlenflötzen vergesellschafteten Schiefertonen, wie dies vorzugsweise in Zwickau, Lugau, Saarbrücken, Südwales, Staffordshire, Pennsylvanien der Fall ist. Eine noch engere Verbindung der Kohlen- und Eisensteinablagerungen wird durch den Kohleneisenstein, ein Gemenge von beiden, wie es z. B. im Ruhrgebiete auf 13 Flötzen vorkommt, hergestellt. An dem Aufbau der unteren Stufen des Carbons beteiligen sich außerdem lokal noch Gyps, Dolomit, Anhydrit und Steinsalz. Treten Kalksteine innerhalb der carbonischen Grauwacken-, Sandstein- und Steinkohlenkomplexe nur in untergeordneten Bänken auf, so gewinnt dieses Gestein eine außerordentliche Bedeutung dadurch, daß es in manchen Gegenden die untere Abteilung des Carbons, ja die ganze carbonische Formation ausschließlich oder fast allein aufbaut und dann deren marine Ausbildungsform, den Kohlenkalk, repräsentiert.

Der paläontologische Charakter der carbonischen Formation. Zu welch reicher Entwickelung sich auch die spärliche Pflanzenwelt des devonischen Zeitalters während der carbonischen Periode emporschwingt, im Vergleiche mit der Mannigfaltigkeit der Floren der Jetztwelt ist sie verhältnismäßig formenarm, denn es fehlen die Monocotyledonen und Dicotyledonen noch vollständig, und von den Gymnospermen ist nur die ausgestorbene Sippe der Cordaiten häufiger, während die cycadeenartigen Pflanzen und Coniferen nur sparsam vertreten sind. Die Pflanzenwelt ist somit vorwiegend auf höhere Kryptogamen beschränkt, — den Gattungen Calamites, Lepidodendron und Sigillaria und der Familie der Farne gehören ihre Hauptrepräsentanten an. Bei solcher Formenarmut offenbart sich die Üppigkeit der carbonischen Landflora in dem massenhaften Auftreten der Individuen und in den riesenhaften Dimensionen, welche sie erlangten. Die Pflanzenwelt der Carbonzeit trägt das Gepräge einer Sumpf- und Morastvegetation, und überwucherte in dichten Dschungeln und Waldmooren die flachen Niederungen und die Ufer der damaligen Seen und Ströme. Durch Anhäufung der absterbenden Pflanzen wurde das Material geliefert, aus welchem sich an Ort und Stelle oder lokal auch nach seiner Zusammenschwemmung die Steinkohlenflötze durch allmähliche Vermoderung herausbildeten, deren bedeutende Zahl, Mächtigkeit und Ausdehnung die Veranlassung zur Benennung der hier betrachteten Formation gab.

Unter den Vertretern der Carbonflora spielen die Farne eine Hauptrolle, ebenso die zu den Schachtelhalmen gehörigen Calamarien, von denen Stämme, Rhizome, Zweige, Blätter und Fruktifikationen erhalten

sind, deren Zusammengehörigkeit freilich nur in den seltensten Fällen nachweisbar ist. Man pflegt deshalb die hierher gehörigen Stämme, sowie die Steinkerne der Markhöhlungen derselben unter dem provisorischen Gattungsnamen Calamites, die beblätterten Zweige unter der Bezeichnung Asterophyllites und Annularia zu vereinen. Die Schäfte der Calamiten (Fig. 256—258) besitzen einen mächtigen zentralen Luftgang, die Markhöhlung. Die Steinkerne derselben sind längsgefurcht und quergegliedert, lassen häufig die Narben der Zweige erkennen und enden nach unten kegelförmig. Die Calamitenstämme erreichen 12 und mehr Meter Länge und 1 m Dicke, sind aber in den meisten Fällen brettartig zusammengedrückt und haben im Verein mit ihren Zweigen fast ausschließlich das Material mancher Steinkohlenflötze geliefert. Die wichtigsten Arten von Calamites sind Cal. cruciatus Brongn. (Fig. 257), Cal. Suckowii Brongn. (Fig. 258), Cal. cannaeformis Schloth, Cal. ramosus Brongn. (Fig. 256), Cal. varians Sternb. mit periodisch sich vergrößernden Gliedern, — alle außerordentlich häufig und in Europa sowohl, wie in Nordamerika weit verbreitet. Sehr charakteristisch für die untere Abteilung der carbonischen Formation ist Asterocalamites scrobiculatus Schloth. (= Archaeocalamites radiatus Brongn. = Cal. transitionis Göpp.), bei welchem die Längsfurchen jedes Gliedes genau auf die des folgenden passen. Die Calamarien-Zweige und deren wirtelständige Blätter (Fig. 259 u. 261) werden nach der Form dieser letzteren Asterophyllites, mit schmalen, einnervigen, getrennten Blättern, und Annularia, mit am Grunde zu einer scheibenförmigen Scheide verwachsenen Blättern, benannt. Die Fruchtähren der carbonischen Calamites sind als Calamostachys, Palaeostachys, Macrostachya, Stachannularia (Fig. 260) usw. beschrieben. Eine sehr große Verbreitung und Häufigkeit besitzt das Geschlecht Sphenophyllum (Fig. 262), mit Quirlen von keilförmigen, sich gabelnde Nerven enthaltenden Blättern, welches den Farnen nahe steht.

Die Farne der Steinkohlenperiode waren zum großen Teile baumartige Gewächse mit 2—3 m langen Wedeln; leider ist auch bei ihnen die Zusammengehörigkeit der im fossilen Zustande fast stets getrennt vorkommenden, wenn auch (freilich mit anderen Arten gemengt) beisammen liegenden Strünke, Blattstiele und Blätter nur ausnahmsweise zu erkennen. Obwohl die Farne im allgemeinen nur einen geringen Anteil zu dem Materiale der Steinkohle geliefert haben dürften, so bestehen doch einzelne Flötze fast ausschließlich aus Farnstrünken (Caulopteris und Megaphytum), auf denen man oft noch die Wedelnarben (Fig. 263) und auf diesen die Gefäßbündel erkennt, während der Schieferton, welcher die Flötze zu begleiten pflegt, zum Teil von den Resten von Farnwedeln ganz angefüllt ist. Von diesen sind die in der carbonischen Periode verbreitetsten und artenreichsten Gattungen (vgl. Fig. 264—272): Sphenopteris, Pecopteris, Aletho-

Fig. 258.

Fig. 257.

Fig. 256.

Fig. 259.

Fig. 262.

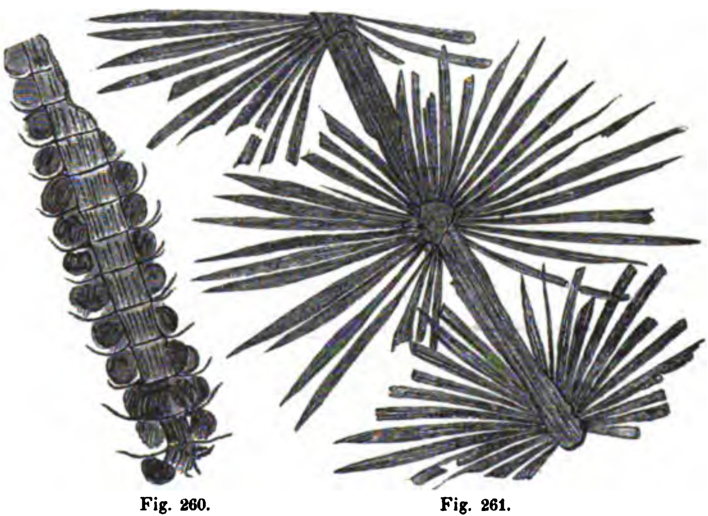


Fig. 260.

Fig. 261.

Fig. 256. Calamites ramosus Brongn. — Fig. 257. Calamites cruciatus Brongn. (mit gekreuzter Stellung der Astnarben). — Fig. 258. Calamites Suckowii Brongn.; unteres Ende des Schaftes (Steinkern). — Fig. 259. Asterophyllites equisetiformis Schloth. — Fig. 260. Stachannularia tuberculata Sternb. (Fruchtstand von Annularia). — Fig. 261. Annularia stellata Schloth. — Fig. 262. Sphenophyllum Schlotheimii Brongn.

pteris, Odontopteris, Neuropteris und Linopteris (Dictyopteris). Während man sich bei Unterscheidung dieser Sammelgattungen vorwiegend auf Berücksichtigung der Nervation und Form der Fiederchen angewiesen fand, waren bei Begründung der fertilen Gattungen Asterotheca, Scolecopteris, Oligocarpia, Senftenbergia, Dicksoniites u. a. die Sori (d. h. die die Sporen bergenden Organe) maßgebend.

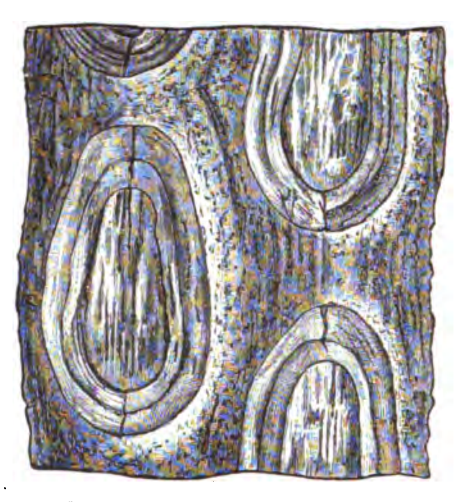


Fig. 263. Caulopteris peltigera Brongn.

Eine noch größere Bedeutung als die Calamarien und Farne besitzen in der carbonischen Pflanzenwelt die zu den Bärlappähnlichen Gewächsen gehörigen Sigillarien und Lepidodendren. Beider 15—20, ja über 30 m lange, bis 2 m dicke, ursprünglich zylindrische, in versteinertem Zustande gewöhnlich brettartig zusammengedrückte Stämme waren mit schlanken linearen Blättern besetzt, welche meist große Blattnarben hinterlassen haben. Die Oberfläche des Stammes von Sigillaria (Fig. 273—276), der nicht selten gabelig geteilt ist, ist bei den Eusigillarien durch vertikale gerade Furchen (Rhytidolepis, Fig. 275 und 276) oder durch zickzackförmig verlaufende Furchen (Favularia, Fig. 274) in Längsleisten geteilt, auf welchen sich die Blattnarben befinden, während die Narben bei den Subsigillarien durch schiefe, gitterförmige Furchen getrennt sind, die aber auch verschwinden können, so daß die Rinde zwischen den Narben glatt erscheint. Die sich mehrfach gabelnden, sich allseitig vom Stamme horizontal ausbreitenden, bis 20 m langen, zylindrischen Wurzelstöcke (Stigmaria) sind mit kreisrunden Narben versehen (Fig. 277), an welchen radial ausstrahlende, zylindrische Anhänge sitzen. Die gabelig sich verzweigenden Stämme von Lepidodendron und der weniger häufigen Gattung Lepidophloios (Fig. 278—283) sind auf ihrer Oberfläche mit meist rhombischen Blattpolstern dicht bedeckt, welche sich spiralig um den Stamm ziehen und deren Blattnarben mit langen linealen Blättern besetzt waren. Die gabeligen Zweige trugen an ihrem Ende große zylindrische Fruchtzapfen (Lepidostrobus). Die Wurzelstöcke der Lepidodendren gleichen denen der Sigillarien, sind also Stigmarien. Steinkerne von Lepidodendren, aber auch von Sigillarien sind die Knorrien (Fig. 281), die von schuppig übereinander liegenden Gebilden bedeckt sind. — Die carbonischen, äußerlich an Cycadeen erinnernden Gewächse und die Coniferen stehen an

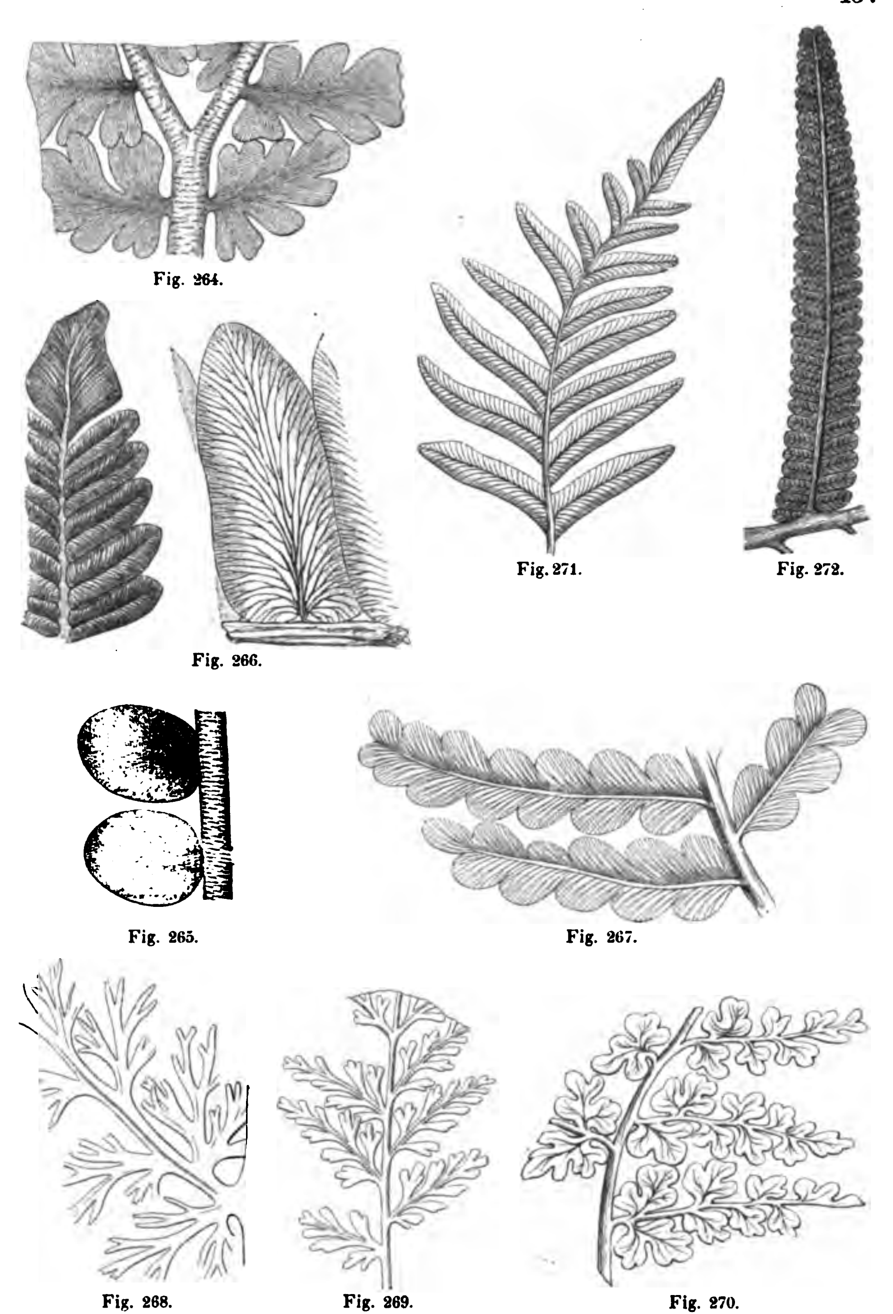


Fig. 264. Archaeopteris dissecta Stur. (aus dem Culm). — Fig. 265. Cardiopteris polymorpha Schimp. (aus dem Culm). — Fig. 266. Fiederchen von Neuropteris flexuosa Sternb. — Fig. 267. Odontopteris osmundaeformis Schloth. sp. — Fig. 268. Palmatopteris furcata Pot. — Fig. 269. Sphenopteris elegans Brongn. — Fig. 270. Sphenopteris obtusiloba Brongn. — Fig. 271. Alethopteris lonchitidis Sternb. — Fig. 272. Pecopteris arborescens Schloth. sp.

Häufigkeit der Individuen und noch mehr der Formen weit hinter den damaligen Farnen, Sphenophyllen, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zurück; nur die gleichfalls zu den Gymnospermen gehörigen Cordaiten (Cordaites, Fig. 284), und deren Früchte (Fig. 285) sind häufiger anzutreffen. Eine gewisse Modifikation der Steinkohle, die Faserkohle, scheint

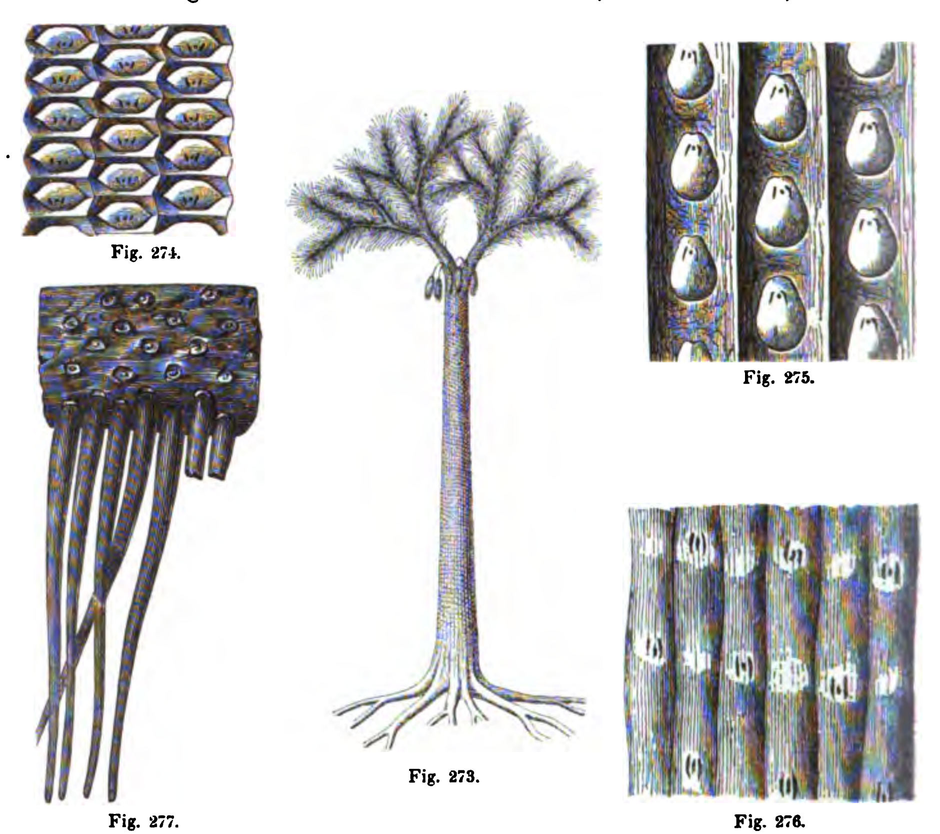


Fig. 274. Fig. 275. Fig. 273. Fig. 277. Fig. 276.

Fig. 273. Sigillaria. Restauration nach *Potonié*. — Fig. 274. Sigillaria elegans (hexagona) Brongn., Stammstück. — Fig. 275. Sigillaria elliptica Brongn., Abdruck eines Stammstückes. — Fig. 276. Steinkern einer Sigillaria nach abgefallener Kohlenrinde. — Fig. 277. Stigmaria ficoides Brongn.

zum großen Teil aus solchem Araucarien- und Cordaitenholze hervorgegangen zu sein.

Die soeben aufgeführte, in ihrer Gesamtheit für das Carbon charakteristische Pflanzenwelt ist jedoch keine einheitliche und gleichzeitige, sondern verteilt sich auf eine Anzahl von sich einander ablösenden und aufeinander folgenden Floren, deren Potonié 6 unterscheidet*), nämlich im Anschluß an die vorbereitende Flora des Silur und Devon (S. 406 u. 430):

*) H. Potonié, Florist. Gliederung des deutschen Carb. und Perm. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft. 21. Berlin 1896. — Ders., Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. 1899. S. 370.

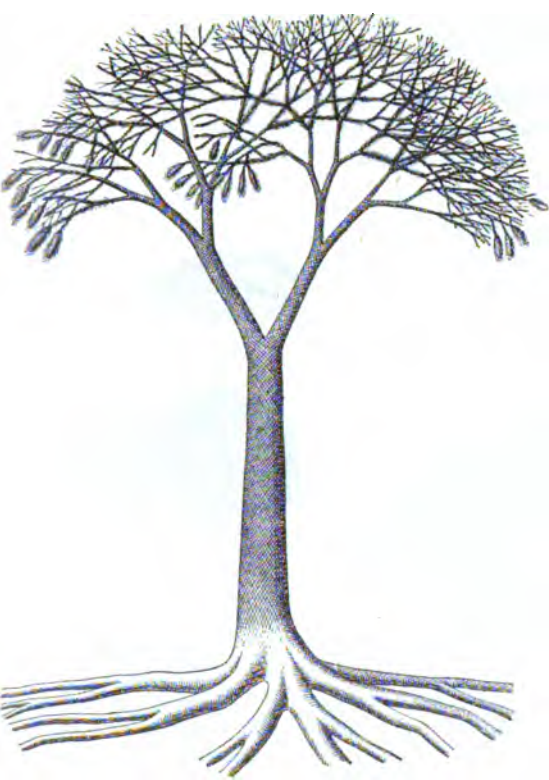


Fig. 278. Lepidodendron. Restauration nach *Potonié*.



Fig. 280. Lepidophloios laricinus Sternb.



Fig. 279. Lepidodendron Veltheimianum Sternb., aus dem Culm., Stammstück.



Fig. 281. Knorria imbricata Sternb.



Fig. 282. Lepidodendron dichotomum Sternb. Abdruck eines Stammfragmentes. *p* Polster, *n* Blattnarbe.

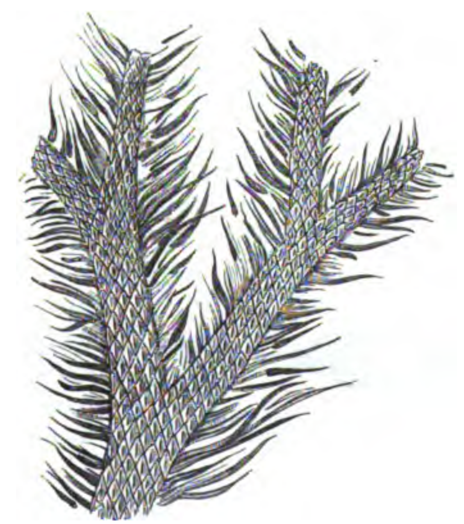


Fig. 283. Beblätterter Zweig von Lepidodendron.

Flora I. (Untercarbon, Culm), z. B. mit Calamites transitionis (Asterocalamites scrobiculatus), Sphenopt. distans, Rhodea patentissima, Archaeopteris dissecta, Cardiopteris, Neuropteris antecedens.

Flora II. (Unteres Obercarbon, Waldenburger und Ostrauer Schichten), z. B. mit Sig. squamata, Lepid. Veltheimianum, Lepid. Volkmannianum, Knorria imbricata, Sphenopteris elegans, Adiantites oblongifolius, Sphenophyllum tenerrimum.



Fig. 284. Cordaites. Zweigende.



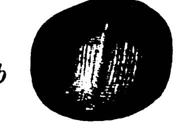


Fig. 285. Cyclocarpus Cordai Gein., *a* von unten und *b* von der Seite.

Flora III. Übergangsflora von II zu IV. Sigillaria (Favularia) elegans.

Flora IV. (Mittleres Obercarbon, Saarbrückener und Schatzlarer Schichten) reich an Sphenopteriden, u. a. Sphenopteris obtusiloba, Palmatopteris furcata und an Sigillarien, z. B. S. elongata, S. rugosa, S. elliptica, ferner mit Alethopteris lonchitica, Neuropteris flexuosa, Cal. Suckowii, Cal. ramosus, Lepidodendron dichotomum und rimosum, Cordaites.

Flora V. sehr ähnlich der vorigen, jedoch mit Annularia stellata.

Flora VI. (Oberes Obercarbon, Ottweiler Schichten) mit zahlreichen Pecopteriden. z. B. Pec. arborescens, Odontopt. Schlotheimi, Sphenophyllum oblongifolium, Cal. cruciatus, Annularia stellata, Asterophyll. equisetiformis, Cordaites.

Mit Flora VII beginnt das Unterrotliegende.

Während die angeführten Pflanzen ausschließlich den terrestren Ablagerungen der Steinkohlenformation angehören, sind die zahlreichen Reste der carbonischen Fauna bis auf einige Amphibien, Süßwasserfische, Arthropoden und Zweischaler auf die Gesteine marinen Ursprunges beschränkt. Von den niedrigsten Tieren, den Protozoen, tritt namentlich eine spindelförmige, bis weizenkorngroße Foraminifere, Fusulina cylindrica Fisch. (Fig. 286), im oberen Kohlenkalke von Rußland, Ohio, Illinois, Kansas, Japan in ungeheurer Anzahl der Individuen auf. Einem etwas höheren Horizonte des Obercarbons gehört die kugelige Schwagerina an. Anhäufungen von Radiolarien und Kieselspongien haben zur Bildung von



Fig. 286. Fusulina cylindrica Fisch. (natürl. Größe und vergrößert).

z. T. bis 100 m mächtigen Hornsteinmassen geführt. Den Korallen des Carbon ist durchweg noch ein paläozoischer Habitus eigen, sie gehören also ausschließlich den Zoantharia rugosa und tabulata an. Von ersteren sind die Gattungen Lithostrotion, Amplexus, Lonsdaleia, Cyathaxonia, Zaphrentis als ausschließlich oder wesentlich carbonisch zu nennen. Unter ihnen zeichnen sich namentlich Lithostrotion basaltiforme Phil. (Fig. 287), Amplexus coralloides Sow. und Zaphrentis cornucopiae E. und H. (Fig. 289) durch ihre Häufigkeit und große Verbreitung in Deutschland, England, Belgien, Rußland und den westlichen Staaten von Nordamerika aus. Von Tabulaten sind Favosites (Calamopora), Michelinia und Chaetetes (Fig. 288) vorzugsweise wichtig, ohne allein auf die





Fig. 287. Lithostrotion basaltiforme Phil.

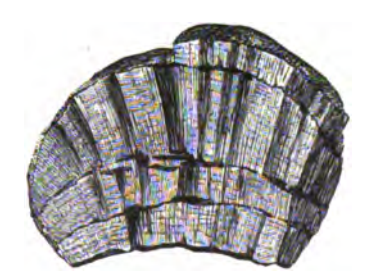


Fig. 288. Chaetetes radians Fisch.



Fig. 289. Zaphrentis cornucopiae E. u. H.

carbonische Formation beschränkt zu sein, wenn sich auch die Mehrzahl der Arten von Chaetetes und Michelinia in dieser Gruppe finden. Die Crinoideen, und zwar sowohl die echten armtragenden, wie die Blastoideen, erreichen im Kohlenkalke das Maximum ihrer Entwickelung; die vertikale Verbreitung der letzteren fällt sogar fast ausschließlich in die carbonische Formation, weshalb sie zu den bezeichnendsten organischen Resten der letzteren zu rechnen sind. Die größte Bedeutung besitzen, und zwar vorzugsweise für den nordamerikanischen Kohlenkalk, in welchem sie ganze Bänke bilden oder dicht erfüllen können, die Gattungen Platycrinus (Fig. 293), Actinocrinus, Batocrinus (Fig. 291), Amphoracrinus, Rhodocrinus, Cyathocrinus (Fig. 290), Poteriocrinus (Fig. 292) und Taxocrinus, namentlich aber das Blastoideen-Genus Pentremites (Fig. 294 u. 295). Die Cystideen haben sich bereits überlebt und sind fast gänzlich ausgestorben. Die übrigen Abteilungen der Echinodermen sind nur sparsam und zwar durch Seeigel von ausschließlich paläozoischem Habitus (Perischoëchiniden) vertreten. Ihre Schale zerfällt in 30—75 Reihen von zum Teil sechsseitigen Täfelchen, während bei allen späteren und auch den jetzigen Echiniden die Zahl der Asselreihen 20 nicht übersteigt. Zu

diesen paläozoischen Echiniden gehört der obercarbonische **Archaeocidaris** mit langen Stacheln, welche auf großen Warzen aufsitzen, ferner **Melonites**

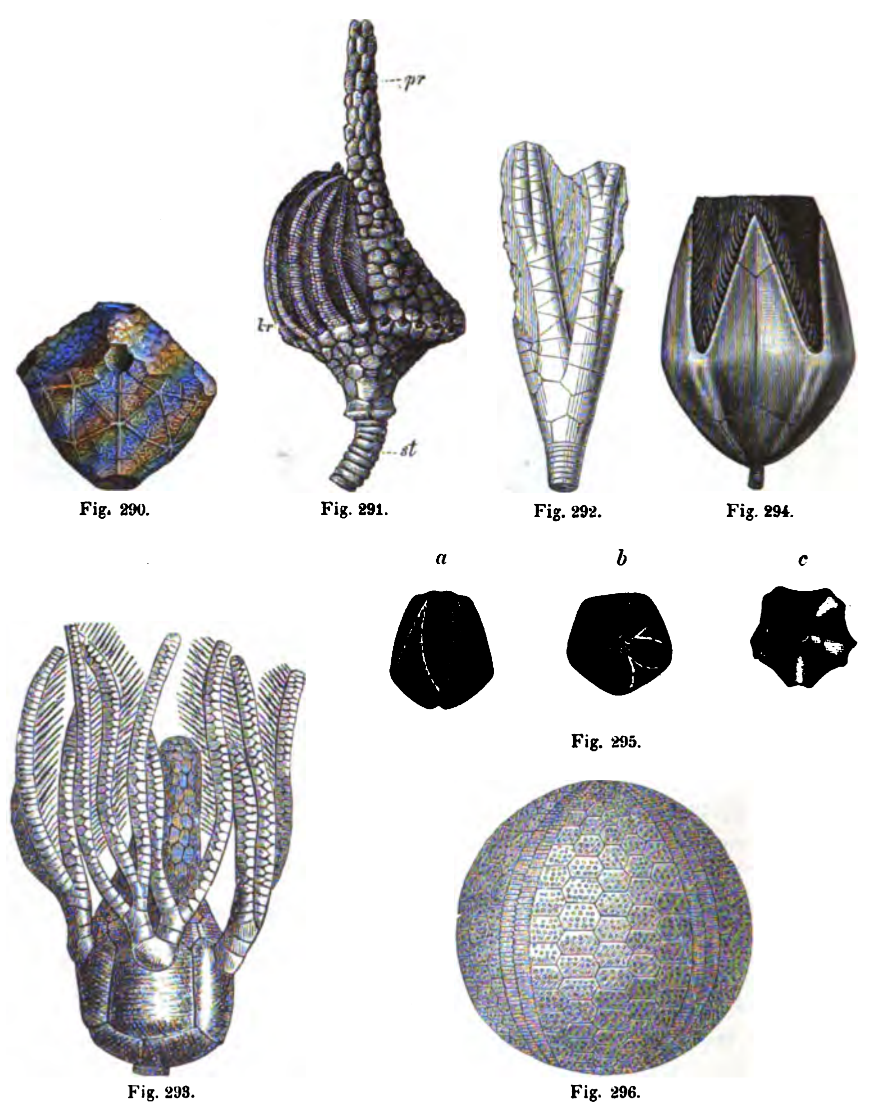


Fig. 290. Cyathocrinus caryocrinoides M'Coy. — Fig. 291. Batocrinus pyriformis Shum. Zur Hälfte der Arme entkleidet (*st* Stiel, *br* Arme, *pr* Proboscis). — Fig. 292. Poteriocrinus Missouriensis Shum. — Fig. 293. Platycrinus trigintadactylus Aust. — Fig. 294. Pentremites sulcatus Röm. — Fig. 295. Pentremites florealis Say; *a* von der Seite, *b* von oben, *c* von unten. — Fig. 296. Palaëchinus elegans M'Coy.

und **Palaëchinus** (Fig. 296), deren Oberfläche mit kleinen körnigen Wärzchen bedeckt ist, sämtlich aus dem Kohlenkalke von Rußland, England, Belgien und Nordamerika in besonderer Schönheit bekannt.

In der Meeresfauna des Carbon macht sich ein etwas entschiedeneres Zurücktreten der Brachiopoden und Cephalopoden gegenüber den Gastropoden und Zweischalern bemerkbar. Trotzdem liefern beide erstgenannte Abteilungen noch zahlreiche für den Kohlenkalk bezeichnende Formen, unter denen von Brachiopoden namentlich Productus, sowie Orthis, Strophomena, Chonetes, Spirifer, Spiriferina und Spirigera, von Cephalopoden Orthoceras, Nautilus, Cyrtoceras und Goniatites größere Wichtigkeit besitzen. Productus semireticulatus Flem. (Fig. 297),

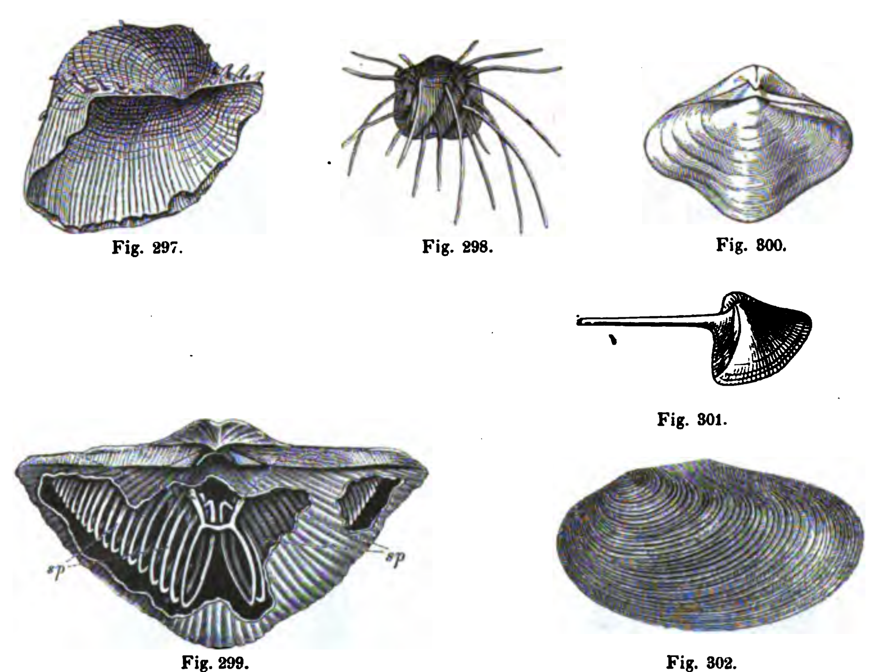


Fig. 297. Productus semireticulatus Flem. — Fig. 298. Productus longispinus Sow. — Fig. 299. Spirifer striatus Sow. (*sp* innere Armspirale). — Fig. 300. Spirifer glaber Sow. — Fig. 301. Conocardium aliforme Sow. — Fig. 302. Posidonia (Posidonomya) Becheri Bronn.

Prod. giganteus Sow., Prod. scabriculus Sow., Prod. longispinus Sow. (Fig. 298), Spirifer glaber Sow. (Fig. 300), und der bis 12 cm breite Spirifer striatus Sow. (Fig. 299) gehören zu den charakteristischen Leitfossilien der carbonischen Formation und erhalten durch ihre weite horizontale Verbreitung, — sie sind aus Europa, Asien, Amerika und Australien bekannt — doppelte Bedeutung.

Zweischaler sind in der Kohlenformation in bereits großer Zahl und Mannigfaltigkeit enthalten und gehören den Gattungen Pecten, Aviculopecten, Lima, Myalina, Aviculopinna, Arca, Nucula, Edmondia, Conocardium (Fig. 301), Allorisma, Posidonia (Posidonomya) an,

von denen die letztgenannte eine in den Tonschiefern des Culms außerordentlich häufige und bezeichnende Spezies Pos. Becheri Bronn (Fig. 302) liefert, deren konzentrisch gerippte, papierdünne Schalen manche Schichtungsflächen ganz bedecken. In den Schiefertonen und Kohlenflötzen der produktiven Steinkohlengruppe sind Schalen von Süßwassermuscheln, Anthracosia, nicht selten. Die carbonischen Gastropoden-Geschlechter sind fast die nämlichen wie die des Devons; die wichtigsten sind Pleurotomaria, Loxonema, namentlich aber Euomphalus (Fig. 303) und Bellerophon (Fig. 304), dessen ungekammerte, Argonauta-ähnliche Schale eine sehr gewöhnliche Erscheinung in manchen Kohlenkalken ist.

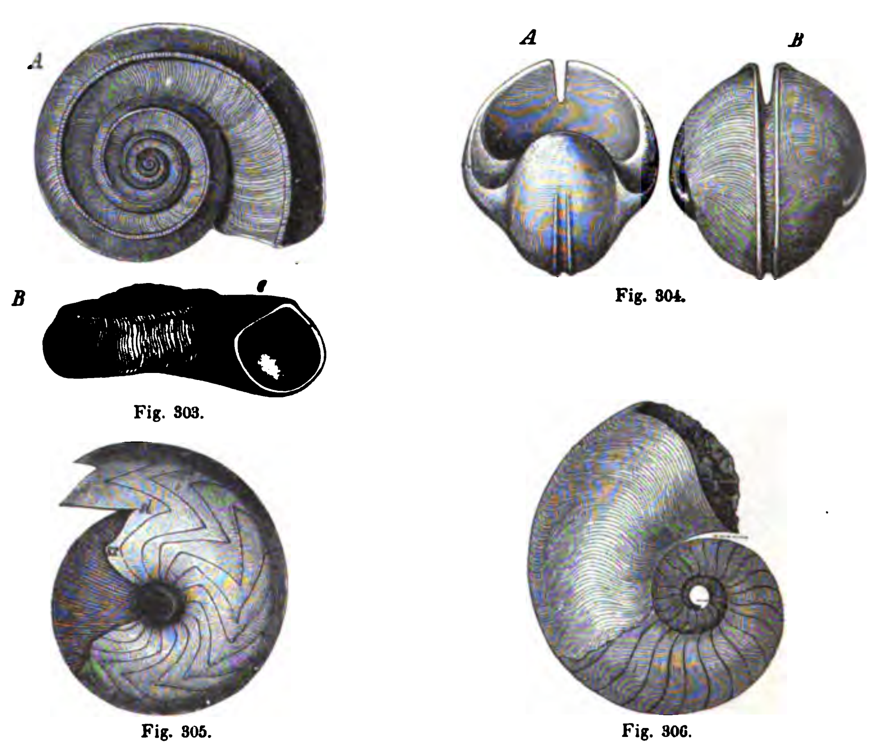


Fig. 303.

Fig. 304.

Fig. 305.

Fig. 306.

Fig. 303. Euomphalus (Straparollus) pentangulatus Sow. (*A* von oben, *B* von vorn). — Fig. 304. Bellerophon bicarenus Lév. (*A* von vorn, *B* von hinten). — Fig. 305. Goniatites (Glyphioceras) sphaericus Goldf. — Fig. 306. Nautilus cyclostomus Phill.

Von Cephalopoden sind Orthoceras-Arten von zum Teil riesigen Dimensionen im Kohlenkalk nicht selten; Nautilus liefert bezeichnende, in der Mitte oft nicht geschlossene Arten mit Längsstreifen, Knoten und Rippen (Fig. 306). Die Goniatiten sind namentlich durch die neuen Gattungen Glyphioceras (Fig. 305), Pronorites vertreten. Das dem Kohlenkalk und Culm gemeinsame Vorkommen von Goniatites sphaericus Goldf.

(crenistria Phil.) (Fig. 305) ist einer der Beweise für die Äquivalenz beider. Die Clymenien sind gänzlich ausgestorben.

Die Trilobiten sind bis auf einige wenige, kleine und sparsam vorkommende Arten, welche den Gattungen Phillipsia (Fig. 307) und Proetus angehören, ausgestorben und werden durch einige Limuliden (Prestwichia), sowie durch echte Phyllopoden (Leaia, Estheria) ersetzt. In den Resten einer Anzahl von anderen Arthropoden treten zugleich mit einigen Arten von Pupa die ersten, etwas häufigeren Spuren landbewohnender und luftatmender Tiere auf. Sie sind der Natur der Sache nach fast ausnahmslos auf die produktive Steinkohlenformation beschränkt, gehören Arachniden, Skorpionen (Fig. 308), Tausendfüßen, Schaben, Termiten und Locustiden an und haben sich namentlich bei Wettin, bei Saarbrücken, in Oberschlesien, bei Stradonitz und Radnitz in Böhmen, bei Commentry in Frankreich, in England, Schottland, Nova Scotia und Illinois gefunden.

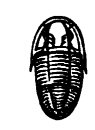


Fig. 307. Phillipsia pustulata Schloth.

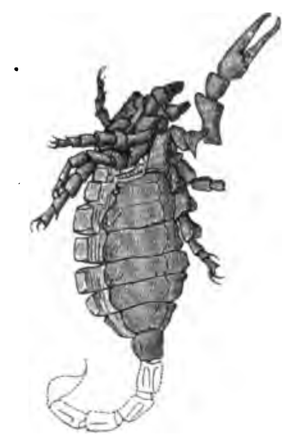


Fig. 308. Eoscorpius glaber Peach. Schottland.

Die carbonischen Fische verteilen sich auf die marine und die kohlenführende Schichtengruppe der Steinkohlenformation und sind einerseits haiartige Knorpelfische, anderseits Vorläufer der Zechsteinfische, nämlich heterocercale kleinschuppige Ganoiden. Von ersteren (Psammodus, Petalodus, Cladodus, Cochliodus, Ctenacanthus) haben sich gewöhnlich nur die Mahlzähne und zum Teil fußlange Flossenstacheln, — von letzteren (Eurylepis, Acrolepis, Cheirodus, Platysomus) auch vollständige Abdrücke erhalten; die Panzerfische (S. 437) hingegen sind ausgestorben, und die Knochenfische noch nicht vertreten.

In der carbonischen Periode wird die Tierwelt durch das Auftreten der ältesten luftatmenden Wirbeltiere (Eotetrapoda) und zwar von amphibienartigen Geschöpfen, den Stegocephalen, um einen neuen, wichtigen Typus bereichert. Dieselben wurden zuerst in Neu-Schottland (Nordamerika) im Inneren ursprünglich hohler, später durch Sand und Schlamm ausgefüllter, aufrecht stehender Sigillarien-Strünke gemeinsam mit Pupa und einem Tausendfuße aufgefunden. Von dort beschrieb Dawson die Reste von Hylonomus, Dendrerpeton, Hylerpeton und Baphetes. Auch in Ohio, Illinois und England sind Skeletteile carbonischer Stegocephalen (Anthracosaurus, Pholidogaster, Keraterpeton, Urocordylus usw. beschrieben worden. Ihre Hauptentfaltung aber erlangt diese Tiergruppe erst im Perm.

Verschiedene Fazies und Zweiteilung der carbonischen Formation. Die Steinkohlenperiode wurde innerhalb großer Räume der Erdoberfläche durch säkulare Hebungen eingeleitet, infolge deren die Kontinente auf Kosten der Ausdehnung der Ozeane an Areal zunahmen. Auf dem dem Meere abgewonnenen flachen Tieflande und ebenso in den Senken zwischen den Sätteln der Gebirge sammelten sich die atmosphärischen Wasser, deren Ablauf durch zusammenhängende Flußsysteme noch wenig geregelt war, in zahllosen seichten Tümpeln an und verwandelten dasselbe in sumpfige Niederungen, auf welchen ebenso wie auf den benachbarten Höhenzügen eine üppige Flora emporwucherte, weit ausgedehnte Waldmoore und Dschungeln bildete und das Material der Steinkohlenflötze lieferte. Während der Zeit dieser terrestren Ablagerungen nahm naturgemäß auch der Gesteinsbildungsprozeß auf dem Grunde des Meeres seinen Fortgang. Die ozeanischen Sedimente umschlossen die Körper der absterbenden Meeresbewohner, so daß sich gleichzeitig mit der terrestren das Material einer mächtigen, versteinerungsführenden marinen Schichtenreihe anhäufte. Infolge stets fortdauernder Niveauveränderungen tauchte allmählich auch ein Teil dieses mit Sedimenten des offenen Meeres (Kohlenkalk und marinem Culm), sowie mit solchen der Litoralzonen bedeckten Meeresbodens aus dem Ozeane empor und vergrößerte die Kontinente, so daß sich deren Flora auf dem neu gewonnenen Festlande ausbreiten konnte, um jetzt auch auf ihm Material zur Bildung von Steinkohle aufzuspeichern. Daraus geht hervor, daß die Schichtenreihe der Steinkohlenformation stellenweise eine reine Sumpf-, Süßwasser- und Waldmoor- (terrestre) Bildung, an anderen Punkten, welche während der carbonischen Periode gar nicht über den Meeresspiegel gehoben wurden, ein ausschließlich marines Produkt ist, daß ferner das carbonische System in noch anderen Gebieten aus zwei über einander gelagerten Komplexen verschiedenen Ursprunges bestehen kann, deren unterer einen marinen, deren oberer einen terrestren Charakter trägt. In der Verschiedenartigkeit sowohl ihres petrographischen wie paläontologischen Charakters finden die Verhältnisse, unter denen diese verschiedenen Fazies des Carbons zur Ablagerung gelangten, ihren unverkennbaren Ausdruck.

Die carbonische Formation wird auf Grund der genannten Verschiedenheiten in zwei Abteilungen gegliedert: das Untercarbon und das Obercarbon.

I. Das **Untercarbon** oder **Subcarbon** kann nach obigen Darlegungen je nach seinem Ablagerungsgebiete in mehrfacher Fazies zur Entwicklung gelangt sein:

1. in mariner Fazies als unterer Kohlenkalk. Derselbe besteht, worauf der Name hindeutet, fast ausschließlich aus reinem oder dolomitischem Kalksteine und ist zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten

einer Fauna des offnen Meeres, also Cephalopoden, Brachiopoden, Stromatoporiden, Korallen und Crinoideen, welche namentlich durch die Genera: Goniatites (Glyphioceras sphaericum), Productus (giganteus), Spirifer (tornacensis), Chonetes, Lithostrotion, Cyathaxonia, Zaphrentis, Cyathocrinus, Actinocrinus, Pentremites vertreten werden. Seine Hauptverbreitung findet er in Belgien, Irland, Wales, Rußland und Nordamerika. Eine Ablagerung des tieferen Subcarbon-Meeres repräsentiert (nach Hinde und Holzapfel der Culm, der in manchen carbonischen Territorien, so in Westfalen, Nassau, im Harz, Fichtelgebirge, Vogtlande, südöstlichen Thüringen, in Schlesien und Mähren an Stelle des unteren Kohlenkalkes tritt. Derselbe besteht aus einer Wechsellagerung von Tonschiefer, Kieselschiefer und Plattenkalken und führt meist nur lokal marine Reste. Unter diesen sind Goniatiten und Spongien, letztere durch ihre Spiculae, reichlich vertreten, dagegen fehlen Korallen und Crinoideen gewöhnlich fast vollständig, ebenso Brachiopoden bis auf einige Productus-Arten, nämlich Prod. antiquus, semireticulatus und latissimus. Außerdem führen die Culm-Tonschiefer mit dem Kohlenkalke Posidonia Becheri, Goniatites sphaericus, Gon. mixolobus, Orthoceras striatulum gemeinsam, wodurch sich beide, außer durch ihre Lagerungsverhältnisse, als äquivalente Bildungen legitimieren. Die hierher gehörigen dunkelen Tonschiefer werden nach der ihre Schichtungsflächen oft in großer Anzahl bedeckenden Posidonia Becheri Posidonienschiefer genannt.

2. in litoraler und terrestrer Fazies. Die obere Abteilung des Culm setzt sich aus Konglomeraten, Grauwacken, Sandsteinen und Tonschiefern zusammen, welche Reste von zahlreichen Arten eingeschwemmter Landpflanzen aufweisen. Der Charakter derselben ist der einer Lepidodendraceen-Flora (Lepidodendron Veltheimianum, L. Volkmannianum, Knorrien, Stigmarien) mit Asterocalamites scrobiculatus (Calamites transitionis). Zu ihnen gesellen sich aus der Reihe der Farne verschiedene Arten von Adiantites (A. oblongifolius), Cardiopteris (C. frondosa), Rhacopteris (Rh. transitionis) und Rhodea, ferner Sphenopteris distans und Neuropteris antecedens, außerdem Sphenophyllum tenerrimum usw. Einlagerungen von Culmkalk sind diesem Komplexe nicht selten eingeschaltet. Letzterer ist demnach, wie auch seine Führung von zum Teil sehr groben Konglomeraten beweist, innerhalb flacher Uferzonen und Lagunen zur Ablagerung gelangt, also eine litorale Fazies des Untercarbons.

Eng verknüpft mit ihr erscheint das Subcarbon in terrestrer Fazies als Kohlen-Culm in Form einer mächtigen Schichtenfolge von vorwaltenden groben Konglomeraten nebst Sandsteinen und Schiefertonen, welche bei Hainichen und Ebersdorf in Sachsen, in Schottland, Devonshire, Rußland und Nordamerika Kohlenflötze umschließt und mit den marinen unteren Kohlenkalken lokal dadurch auf das innigste verknüpft ist, daß

sich zwischen diese Konglomerat- und Sandsteinablagerungen in der Richtung nach dem damaligen offenen Meere zu versteinerungsreiche Kohlenkalkbänke einschalten, deren Mächtigkeit auf Kosten der Konglomerate und Sandsteine mehr und mehr zunimmt, bis sie die letzteren allmählich ganz verdrängt haben und nun die typische marine Kohlenkalkformation repräsentieren. Derartige Verhältnisse sind z. B. in den schottisch-englischen Bassins (Calciferous Sandstone), in dem appalachischen Kohlenbecken, sowie in Nova Scotia in Nordamerika in außerordentlicher Deutlichkeit entwickelt, aber auch in der Chemnitz-Hainichener Culm-Mulde angedeutet.

II. Das **Obercarbon** ist in zweifacher Fazies zur Ablagerung gelangt: 1. seine terrestre Fazies, die produktive Kohlenformation, besteht vorwaltend aus Sandsteinen nebst Konglomeraten, Schiefertonen und Steinkohlenflötzen. In England, Oberschlesien und Saarbrücken steigt ihre Mächtigkeit bis zu mehr als 3500 m. Die Anzahl der in ihr auftretenden Steinkohlenflötze ist zum Teil sehr bedeutend und beträgt z. B. in Oberschlesien mehr als 100, in Westfalen bis über 170, bei Saarbrücken 230 und bei Mons in Belgien 115. Die Landpflanzen, mit welchen die Schiefertone angefüllt sind, und welche das Material der Steinkohlenflötze geliefert haben, also Sigillaria, Lepidodendron, Calamites, Farne und Cordaiten, sowie die Reste luftatmender Tausendfüße, Insekten, Spinnen, Mollusken und Stegocephalen, beweisen, daß die Bildung der produktiven Kohlenformation in ausgedehnten, mit Süßwassertümpeln und Lachen abwechselnden, sumpfigen Niederungen vor sich gegangen ist. In Westfalen, England und Nordamerika beginnt dieselbe mit dem flötzleeren Sandsteine oder Millstonegrit, einem Komplex von Konglomeraten, groben Sandsteinen und Schiefertonen, nur ausnahmsweise mit Steinkohlenflötzen, an dessen Stelle anderorts (so in Schlesien) eine unterste Stufe der flötzführenden produktiven Steinkohlenformation tritt.

In das untere Niveau dieser produktiven Steinkohlenformation schalten sich in Coalbrook-Dale, bei Glasgow, in Yorkshire und den angrenzenden Teilen des nördlichen Englands, in Belgien, im Ruhrgebiete und in Oberschlesien, sowie in Asturien, in Texas, in Nordamerika und in Nova Scotia Kalkbänke mit Resten von Meeresbewohnern ein, unter denen namentlich die Geschlechter Fusulina, Productus, Spirifer, Pecten, Orthis, Chonetes, Nautilus, Goniatites, Orthoceras vertreten sind. In den Karnischen Alpen und am Donetz in Südrußland wechsellagern Fusulinenkalke sogar siebenmal mit Landpflanzen oder Steinkohlen führenden Schiefern und Sandsteinen des Obercarbons. Es geht daraus hervor, daß die flachen Küstenländer der carbonischen Kontinente zeitweilig Überflutungen von Seiten des benachbarten Meeres erlitten haben.

2. Die marine Fazies des Obercarbons, der obere Kohlenkalk, mit Schwagerina, Fusulina, Productus semireticulatus, Pr. cora, Euomphalus

pernodosus, Spirifer lineatus, Sp. mosquensis u. a. hat, und zwar namentlich als Fusulinenkalk, vorzüglich in Zentralrußland, in Indien, in China, Japan, Korea, im westlichen Nordamerika eine weite Verbreitung.

Wie aus Obigem im allgemeinen hervorgeht, gliedert sich die Carbonformation wie folgt:

<table>
<tr><th></th><th colspan="2">Terrestre und limnische Fazies</th><th colspan="2">Marine Fazies</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Obercarbon</td><td rowspan="3">Produktive Steinkohlenformation</td><td>Obere Abteilung = Ottweiler Schichten; Flora VI; Farnstufe.</td><td colspan="2" rowspan="3">Oberer Kohlenkalk = Fusulinenkalk</td></tr>
<tr><td>Mittlere Abteilung = Saarbrücker Schichten; Flora V u. IV; Sigillarienstufe.</td></tr>
<tr><td>Untere Abteilung = Waldenburger Schichten; Sudetische Stufe; Flora III u. II; Lepidodendrenstufe.</td></tr>
<tr><td>Unter-(Sub-)carbon</td><td colspan="2">Kohlen-Culm; Flora I, S. 460.
Bothrodendrenstufe.</td><td>Culm</td><td>Unterer Kohlenkalk</td></tr>
</table>

Geographische Verbreitung der carbonischen Formation. Ganz abgesehen davon, daß das Auftreten des Carbons mit beinahe identischen Floren und Faunen in fast allen Weltteilen und unter allen Breiten hohes wissenschaftliches Interesse erregt, ist die geographische Verbreitung der Steinkohlenformation, welcher jetzt die Hauptmasse des augenblicklich konsumierten Brennmateriales (jährlich etwa 460 Millionen Tonnen) entnommen wird, von höchster technischer und nationalökonomischer Bedeutung.

Von allen Ländern Europas nimmt die carbonische Formation in Groß-Britannien das größte Areal, nämlich eine Fläche von etwa 480 Quadrat-Meilen ein. Die hierher gehörigen Ablagerungen ruhen zum Teil konkordant und durch Übergänge verknüpft auf den Schichten des Devons oder diskordant auf den archäischen Formationen und bilden, teils durch Dämme dieser Gesteine, teils durch überlagernde jüngere Gebilde, sowie durch Denudation und Meeresarme getrennt, eine Anzahl isolierter Areale, deren bedeutendste die von Südwales, Derbyshire, Yorkshire, Northumberland, Schottland und Irland sind. Die carbonische Schichtenreihe wird hier normal durch die subcarbonische Gruppe eröffnet, deren Hauptglied, der untere Kohlenkalk mit Prod. giganteus, namentlich im südlichen und mittleren England sowie in Irland das Maximum seiner Mächtigkeit (1500 m) erreicht. Nach Norden zu beginnen sich einzelne, allmählich immer zahlreicher werdende Schiefertone und Sandsteine, sowie Kohlenflötze einzuschalten, welche nach und nach den Kohlenkalk fast ganz verdrängen und sich in Northumberland, namentlich aber in Schottland zu einem etwa 2000 m mächtigen,

kohlenführenden System von klastischen Gesteinsschichten mit eingelagerten marinen Kalkbänken (Culm) entwickeln, wie denn auch im südlichsten Teile von England, in Devonshire, der typische Kohlenkalk durch Culmschiefer und Plattenkalke mit Posidonia Becheri und darüber durch Sandsteine und Schiefertone mit Kohlenflötzen vertreten ist. Auf den Kohlenkalk, Culm und deren kohlenführende Äquivalentbildungen folgt der Millstone grit in zwischen 10—300 m wechselnder Mächtigkeit und leitet die produktive Kohlenformation ein. In Irland ist das Carbon fast nur durch Posidonienschiefer und Kohlenkalk vertreten — in England und Schottland hingegen werden die untercarbonischen Gebilde und der Millstone grit von der produktiven Steinkohlenformation in einer Mächtigkeit von bis 4000 m bedeckt, welche z. B. in Südwales 76 Kohlenflötze, unter diesen 23 bauwürdige von 32 m Gesamtmächtigkeit führt. In fast allen britischen Steinkohlendistrikten sind isolierte Kohlenkalkbänke mit mariner Fauna zwischen den terrestren Schichten eingeschaltet. In Schottland gliedert sich die Carbonformation wie folgt:

II. Obercarbon (produktive Steinkohlenformation).

4. Upper, Middle und Lower Coalmeasures.
3. Millstone grit.

I. Untercarbon.

2. Carboniferous Limestone Series, Sandsteine, Schiefertone, Kohlenflötze, Bänke von Kohlenkalk;
1. Calciferous Sandstone Series, Sandsteine mit Landpflanzen und Kohlenflötzen, dazwischen marine Kalkbänke (Kalkstein von Bourdie-House mit Fischen und Crustaceen), Ölschiefer, — zu unterst rote und graue Sandsteine und Konglomerate, die in den Old Red übergehen.

Treten wir auf den europäischen Kontinent, so finden wir als Fortsetzung der englischen eine dieser vollkommen entsprechende Steinkohlenbildung an den Nordrand des belgisch-rheinischen Devonterrains angelagert. In Form eines verhältnismäßig schmalen Streifens dehnt sich dieselbe vom Nordabfalle der Ardennen von Bethune und Valenciennes das Maastal entlang über Namur, Lüttich und Aachen aus, erleidet dann eine oberflächliche Unterbrechung durch das Rheintal, um weiter östlich an dem nördlichen Rande des westfälischen Devongebirges wieder aus der jüngeren Gesteinsüberlagerung hervorzutauchen und sich bis Stadtberge hinzuziehen. In dem Steinkohlenterrain von Belgien und Aachen ruht die durch den Kohlenkalk gebildete subcarbonische Gruppe in steiler Schichtenstellung gleichförmig auf den jüngsten devonischen Schichten und wird direkt von der produktiven Steinkohlengruppe überlagert. Nach Gosselet und de Koninck gliedert man den belgischen Kohlenkalk in drei Abteilungen: zu oberst Calcaire de Visé (Viséen) mit den Stufen des Productus giganteus, des Prod. undatus, des Prod. cora und zu unterst des Prod. semireticulatus; darunter der Calcaire de Tournai (Tournaisien) mit Spirifer tornacensis und Prod. Heberti,

namentlich Crinoidenkalke, die weiter im SW (Rocroi und Charleville) von einer Rifffazies, dem Waulsortien, vorwiegenden Korallenkalken, vertreten werden. Das produktive Kohlengebirge (Étage houiller) bildet in Belgien zwei große Becken, dasjenige von Lüttich und das von Namur, ebenso in der Aachener Gegend die Inde- oder Eschweiler-Mulde und die Wurm-Mulde (siehe Fig. 315, S. 486). Letztere bilden die südwestliche Fortsetzung des westfälischen Steinkohlengebietes. Die unterirdische Verbindung zwischen beiden wurde bei Erkelenz erbohrt*). In Westfalen**) hat die carbonische Formation, obwohl sie als östliche Fortsetzung der linksrheinischen zu betrachten ist, eine etwas abweichende Ausbildung erfahren. Der Kohlenkalk mit Prod. giganteus tritt hier nur in dem äußersten, dem Rheine zugewandten Flügel in der Nähe von Düsseldorf (Ratingen) auf, weiter nach Osten zu keilt er sich bei Leimbeck gänzlich aus und wird durch ein über 600 m mächtiges System von Tonschiefern, Kieselschiefern, Plattenkalken und Grauwacken, den Culm, ersetzt, welcher u. a. Posid. Becheri und Goniatites sphaericus sowie Landpflanzen führt. Die produktive Kohlenformation des Ruhrgebietes wird durch den flötzleeren Sandstein eingeleitet, ist 3000 m mächtig, führt 176 Kohlenflötze, darunter 70 bauwürdige mit etwa 81 m reiner Steinkohle und in ihrem unteren Niveau in Wechsellagerung mit diesen 11 Bänke mit marinen Resten (Nautilus, Goniatites, Lingula u. a.) und wird von der Kreide diskordant überlagert, auf welcher z. B. Essen, Bochum und Dortmund liegen. In Westfalen entspricht die untere und die mittlere Zone des dortigen Obercarbons in der Hauptsache den unteren, die obere Zone den mittleren Saarbrücker Schichten (S. 469).

Auch an dem Ostrande des rheinischen Schiefergebirges windet sich ein durch Erosion vielfach zerstückelter Streifen der carbonischen, und zwar ausschließlich der subcarbonischen Formation hin, tritt als Culm mit Posidonia Becheri im Dillenburgischen in Nassau auf und zieht sich von hier aus einerseits gegen Süden in den Kreis Wetzlar, anderseits gegen Norden bis nach Stadtberge, wo sich ihm das westfälische Kohlenterrain anschließt.

Im Norden der Aachener Kohlenmulden ist neuerdings das produktive Carbon in der holländischen Provinz Limburg und im Norden des Ruhrkohlengebietes bei Wesel erbohrt worden, so daß es noch weite, nördlich vorliegende Gebiete unterteufen dürfte. Die im nördlichen Teile von Westfalen bei Ibbenbühren und am Piesberg bei Osnabrück aus der Decke

*) E. Holzapfel, Z. f. prakt. Geol. 1899. S. 50.

**) H. von Dechen, Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 208—291. — Flötzkarte des Westfälischen Steinkohlenbeckens (48 Grundriß-Sektionen und 25 Profiltafeln 1 : 5000). Leipzig 1886. — W. Runge, Das Ruhr-Steinkohlenbecken. Mit 9 Tafeln. Berlin 1892. — Hundt, Die Steinkohlenablagerung des Ruhrkohlenbeckens. Dortmund 1901.

von jüngeren und jüngsten Formationen hervortretenden isolierten Partien der produktiven Steinkohlenformation stehen wahrscheinlich mit dem westfälischen Steinkohlengebirge unterirdisch in Verbindung und gehören der nördlichen Fortsetzung desselben an. Sie sind Äquivalente der oberen Saarbrücker Schichten und führen bei Ibbenbühren 7 bauwürdige Flötze mit 5,26 m Kohle, am Piesberg 3 bauwürdige Flötze mit 2,74 m Kohle.

An den Südabfall des Hunsrück lehnt sich das Kohlenbecken von Saarbrücken. Seine carbonischen Schichten gehören ausschließlich der mittleren und oberen produktiven Kohlenformation an (vergl. S. 469). Die Steinkohlenflötze sind fast ganz auf die untere dieser beiden Abteilungen, die Saarbrücker Schichten, beschränkt. Diese besitzen eine Mächtigkeit von etwa 2800 m, in welchen bis jetzt 145 unabbauwürdige und 88 bauwürdige Flötze, letztere zusammen 82 m mächtig, aufgeschlossen sind. Sie lagern flach muldenförmig und zwar diskordant auf devonischen Schiefern auf und werden mit dem Rotliegenden durch die obere Abteilung des dortigen Carbons, die Ottweiler Schichten, innig verknüpft. Der bergmännisch aufgeschlossene flötzreiche Teil des Saarbrücker Kohlenbeckens nimmt ein Areal von 7 Quadratmeilen ein. Die Steinkohlenformation dieses Saargebietes gliedert sich nach E. Weiß wie folgt:

2. Flötzarme Abteilung, die Ottweiler Schichten (= obere Abteilung der produktiven Steinkohlenformation = Farnstufe). In ihrer unteren Stufe mit einigen Kohlenflötzen, ferner mit Anthracosia, Estheria, Leaia, Candona, Fischschuppen und Koprolithen; Pecopteris arborescens, Callipteridium mirabile, Annularia stellata, Odontopt. Reichiana u. a.

1. Flötzreiche Abteilung, die Saarbrücker Schichten (= mittlere Abteilung der produktiven Steinkohlenformation = Sigillarienstufe), namentlich mit Sigillaria und Lepidodendron, Calamites, Asterophyllites, Annularia, Sphenopteris, Neuropteris und Cordaites, sowie Anthracosaurus- und Insekten-Resten.

Im Elsaß ist sowohl der Culm, wie das produktive Kohlengebirge entwickelt*). Ersterer enthält bei Thann und Niederburbach eine charakteristische Flora (Knorria imbricata, Cardiopteris polymorpha u. a.), bei Oberburbach u. a. O. eine subcarbonische Fauna und setzt ansehnliche Gebiete der Südvogesen sowie je ein solches an der unteren Breusch und nördlich davon bei Urmatt zusammen. Vertreter verschiedener Stufen der produktiven Steinkohlenformation (St. Pilter Schichten, Laacher und Erlenbacher Schichten) bilden eine Anzahl isolierter Schollen auf den ältesten Gesteinen der Vogesen und führen unabbauwürdige Flötzchen von anthracitischer

*) E. W. Benecke, Abriß der Geologie von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1878. S. 17. — G. Meyer, Culm in den südlichen Vogesen. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. B. III. H. I. 1884. — A. Tornquist, Das fossilführende Untercarbon in den Südvogesen. Ebend. B. V. H. 4. 1895 und H. 5. 1896.

Kohle. Im Schwarzwalde hingegen beschränkt sich das Steinkohlengebirge auf die steile, zwischen Gneiß und Granit eingeklemmte Mulde von Diersburg-Hagenbach-Berghaupten, der Culm auf einen sich von Badenweiler bis Lenzkirch erstreckenden Streifen.

Am Aufbau des nordwestlichen Harzes*) nimmt der Culm einen wesentlichen Anteil, und gliedert sich dort wie folgt:

3. Grauwacken, mittel- bis grobkörnig, auch konglomeratisch (in den groben Grauwacken Granit- und Quarzporphyr-Gerölle), mit zwischengelagerten Grauwackenschiefer- und Tonschieferbänken. In ersteren zahlreiche Pflanzenreste, so Asterocalamites scrobiculatus, Lepidodendron Veltheimianum u. a., lokal mit einer reichen Kohlenkalkfauna. In den Tonschiefern nicht selten Posidonia Becheri und Goniatiten.
2. Posidonienschiefer mit Pos. Becheri, Orthoceras striolatum, Goniatites crenistria, Phillipsia u. a. Mit Einlagerungen von Knollenkalken mit gleicher Fauna. Schollen von Culmkalk auf dem oberdevonischen Korallenriff des Iberges. Im O und S von Clausthal gehen die Tonschiefer dieser Stufe durch Wechsellagerung mit feinkörnigen Grauwacken in Stufe 3 über = Clausthaler Grauwacke v. Groddeck's. Bei Lautenthal folgen über 2 gleich die derben Bänke von 3.
1. Kieselschiefer und Adinolen, mit Einlagerungen von kieseliger Grauwacke. Die Adinolen lokal mit Phillipsia, Productus, Chonetes, Posidonia usw.

Im Unterharze findet sich der Culm durch die Elbingeröder Grauwacke mit Asterocal. scrobiculatus und Lepid. Veltheimianum, die Zorger Schiefer und die liegenden Adinolen und Kieselschiefer mit Pos. Becheri, Goniatites cyclobus, Orthoc. striolatum u. a. vertreten**). Gleichen Alters ist die sich von Herzberg nach Andreasberg ziehende und jenseits des Brockens bei Ilsenburg-Wernigerode-Heimburg wieder erscheinende Sieber und Wernigeröder Grauwacke.

Im Norden des Harzes taucht in der Gegend von Magdeburg eine Anzahl subcarbonischer Klippen aus den jüngeren Formationen zu Tage***). Es sind Grauwacken und Tonschiefer mit Asterocalamites scrobiculatus, Lepid. Veltheimianum, Knorria imbricata u. a., im Neustädter Hafen von Magdeburg mit Pecten, Goniatites (Glyphioceras), Orthoceras, Phillipsia und Cypridinen (Wolterstorff).

Südöstlich vom Harz ist das Obercarbon im Saalkreise weit verbreitet und hier durch den Bergbau von Wettin und Löbejün sowie

*) A. v. Groddeck, Geognosie des Harzes. Clausthal. 2. Aufl. 1883. S. 106. — M. Koch, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1894. S. 185. — Ders., Z. d. D. geol. Ges. 1898. S. 21. — L. Beushausen, Devon des nördlichen Oberharzes. Abh. d. k. pr. geol. La. Berlin 1900. S. 192. — Ders., Z. d. D. geol. Ges. 1901. S. 58.

**) M. Koch, Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1895. S. 125, und Z. d. D. geol. Ges. 1898. S. 21.

***) F. Klockmann, Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1890. S. 118. — W. Wolterstorff, Ebend. 1898. S. 3.

durch die Bohrlöcher von Schladebach (S. 9), Dürrenberg und Zieko aufgeschlossen worden. Dasselbe gehört ausschließlich der obersten Abteilung des Obercarbons (den Ottweiler Schichten) an und gliedert sich wie folgt*):

3. Wettiner Schichten (= obere Ottweiler Schichten) bis 150 m mächtig, bald als graues Steinkohlengebirge mit 4 Flötzen, bald als tauber, roter Komplex. Wettin—Dobis.
2. Mansfelder Schichten (= mittlere Ottweiler Schichten) bis 800 m mächtig. Im Saaltal bei Rothenburg rote Schiefertone, Sandsteine und Arkosen, unten mit Quarzkonglomeraten und Knollenkalklagen. Mit verkieselten Cordaitenstämmen und Resten carbonischer Pflanzen. Im Mansfeldischen als Siebigeröder Sandstein, ebenso am Kyffhäuser.
1. Grillenberger Schichten (= untere Ottweiler Schichten) als schmaler Streifen bei Gorenzen am Ostrande des Harzes, hier das Devon überlagernd, mit Neuropteris flexuosa, Pecopteris Miltoni und Stigmarien, sowie mit einigen Steinkohlenflötzchen.

Ebenfalls der oberen Stufe des Obercarbons hatte man das Ilfelder Kohlengebirge zugerechnet, welches aus hercynischen Konglomeraten besteht, denen ein Komplex von Sandsteinen und Schiefertonen mit einem 1,5 m mächtigen Flötz zwischengelagert ist. Nach Sterzel**) hingegen trägt die dortige Flora ganz ausgesprochen den Charakter des Rotliegenden.

Im Königreiche Sachsen***) besitzt die carbonische Formation eine größere Verbreitung und zwar als produktive Steinkohlenformation des erzgebirgischen Beckens (im wesentlichen äquivalent den mittleren und oberen Saarbrücker Schichten) in dem Zwickauer Kohlenfelde mit 11 Flötzen (darunter das Planitzer und das Rußkohlenflötz mit 8—10 m Mächtigkeit), im Lugauer Kohlenfelde mit 7 Flötzen (davon die vier unteren abbauwürdig, am Hedwig-Schachte scharen sich dieselben lokal zu einem einheitlichen Flötze von bis 19 m Mächtigkeit) und in dem Steinkohlenbassin von Flöha, welches jedoch sehr arm an Kohle ist, während das Döhlener Becken bei Dresden der unteren Stufe des Rotliegenden angehört. Außerdem finden sich auf dem Rücken des Erzgebirges noch

---

*) K. v. Fritsch, Das Saaltal zwischen Wettin und Cönnern. Z. f. Naturw. Halle 1888. S. 114. — F. Beyschlag und K. v. Fritsch, Das jüngere Steinkohlengebirge in der Provinz Sachsen. Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. H. 10. 1900.

**) T. Sterzel, Die Flora des Rotliegenden von Ilfeld. Centralblatt f. Min. Stuttgart 1901. S. 417 und 590.

***) H. B Geinitz, Geognostische Darstellung der Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1856. — Ferner: Profile durch das Zwickauer Becken nebst Erläuterungen von Mietzsch. — Erläuterungen zu Sektion Zwickau-Werdau von Th. Siegert und T. Sterzel, — Sektion Lugau von Siegert und Sterzel; Profiltafeln hierzu von Siegert, nebst den zugehörigen Erläuterungen. Ferner Sterzel, VII. Bericht der naturwissenschaftlichen Gesellschaft zu Chemnitz. S. 155. — Culm von Hainichen: Sektion Frankenberg-Hainichen von A. Rothpletz. — Ders., III. Beilage d. Botan. Centralbl. 1880. — T. Sterzel, IX. Bericht der naturwissenschaftlichen Gesellschaft zu Chemnitz. 1883 und 1884. S. 181.

einige kleine Schollen der produktiven Kohlenformation, so bei Brandau, Zaunhaus, Altenberg, Saida und Schönfeld. Das Subcarbon ist in Sachsen vertreten 1. durch den kohlenführenden Culm von Chemnitz-Hainichen (zu unterst das Grundkonglomerat, darüber Arkosen, Sandsteine, Schiefertone und Steinkohlenflötze nebst Linsen von Kohlenkalk); 2. durch den Culm und Kohlenkalk von Wildenfels bei Zwickau (Tonschiefer, Grauwacken und Konglomerate, sowie an Crinoiden reicher schwarzer Kohlenkalk); 3. durch den Culm des Vogtlandes (Grauwackensandstein, Granitkonglomerat, Tonschiefer, mit Nestern von Kohlenkalk). Überall ist der Culm steil aufgerichtet, die produktive Kohlenformation hingegen schwebend und, wo sie jenen überlagert, diskordant auf ihm gelagert.

Eine sehr große Verbreitung hat der Culm im Fichtelgebirge, Frankenwald und im südöstlichen Thüringen*). Seine untere Stufe besteht hier aus schwarzen Tonschiefern mit Zwischenbänken von Kohlenkalk und kalkigen Grauwacken oder aber fast nur aus Dachschiefern (Lehestener Schiefern), lokal mit zahlreichen charakteristischen Tierresten (z. B. Phillipsia und Productus) und mit Landpflanzen (z. B. Asterocal. scrobiculatus). Die obere Stufe besteht aus einem unendlichen Wechsel von Grauwacken und Tonschiefern, erstere stellenweise reich an subcarbonischen Pflanzen; beide Stufen mit Dictyodora Liebeana Zimm. und Phyllodocites thuringiacus Gein.

Noch weiter im Osten Deutschlands breiten sich die Steinkohlengebiete von Ober- und Niederschlesien aus. Sie umfassen die obere und untere Abteilung der carbonischen Formation, und zwar in Niederschlesien**) eine Kombination beider Fazies der subcarbonischen Gruppe, indem Kohlenkalklager mit Productus giganteus, Spirifer striatus und Goniatites sphaericus zwischen den Grauwacken und Schiefern des Culms mit Calamites transitionis (= Asterocalamites scrobiculatus) eingeschaltet auftreten. Das nach Dathe dem Subcarbon diskordant aufgelagerte produktive Steinkohlengebirge bildet eine von Nordwest nach Südost gerichtete Mulde, deren östlicher Flügel sich an den Gneiß des Eulengebirges anlehnt und bei Waldenburg bergbaulich aufgeschlossen ist. Ihr westlicher Flügel tritt in Böhmen

---

*) Th. Liebe, Schichtenaufbau Ostthüringens. Berlin 1884. S. 23. — C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 526—576. — Th. Liebe und E. Zimmermann, Erläuterungen zu den Blättern Saalfeld, Ziegenrück und Liebengrün der geologischen Karte von Preußen. — Graf Solms-Laubach, Pflanzenreste des Untercarbons von Saalfeld. Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. H. 23. 1896. — K. v. Fritsch, Pflanzenreste aus Thüringer Culm-Dachschiefer. Z. f. Naturw. B. 70. S. 79. — F. Leyh, Z. d. D. geol. Ges. 1897. S. 504.

**) A. Schütze, Geognostische Darstellung des Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens. Abhandl. z. geol. Spezialk. v. Preußen. Bd. III. Heft 4. 1882. — E. Dathe, Geologische Beschreibung der Umgegend von Salzbrunn. Ebend. Heft 13. 1892. S. 32—149.

bei Schatzlar wieder zu Tage, während ihre ganze mittlere Partie durch Rotliegendes und Kreide ausgefüllt wird. Die dortige Kohlenformation führt 31 abbauwürdige Flötze mit 42,28 m Kohle. Im Laufe der Ablagerung des niederschlesischen Kohlengebirges erfolgten zahlreiche Durchbrüche und dann deckenförmige Ergüsse von Melaphyr und von Quarzporphyr, welche zum Teil auffallende Kontakterscheinungen bewirkten (s. S. 291).

In Oberschlesien*) wird die Steinkohlenformation durch den Culm eröffnet, welcher sich im Westen an die devonische Zone von Zuckmantel-Sternberg anlehnt, indem er von Oberschlesien aus in südlicher Richtung nach Österreichisch-Schlesien und Mähren bis in die Gegend von Brünn fortsetzt und einen Flächenraum von mehr als 100 Quadratmeilen einnimmt. Er führt Posid. Becheri, Goniatites sphaericus, Asterocalamites scrobiculatus, Lepid. Veltheimianum u. a. und hat mit dem Culm des Oberharzes die meiste Verwandtschaft. Der Kohlenkalk ist nur an dem südöstlichen Ende des oberschlesischen Steinkohlenbeckens bekannt und führt namentlich Productus semireticulatus und P. giganteus. Das dem Subcarbon diskordant aufgelagerte produktive Steinkohlengebirge tritt in verschiedenen, inselartigen Partien zu Tage, deren größte sich zwischen Gleiwitz und Myslowitz ausdehnt. Sie gehören jedoch ein und demselben Ablagerungsgebiete an, dessen Größe über 100 Quadratmeilen betragen wird, und sind nur oberflächlich durch Auflagerung jüngerer Schichtenkomplexe getrennt. Die Mächtigkeit des oberschlesischen Obercarbons beträgt über 4500 m, die Gesamtmächtigkeit seiner 104 Steinkohlenflötze wird auf 154 m berechnet, — unter denselben erreicht das Schuckmannflötz 12 m, das Xaveriflötz 17 m Mächtigkeit. Höchst interessant ist das Vorkommen mariner Fossilien, nämlich Orthis, Chonetes, Nucula, Arca, Bellerophon, Goniatites, Nautilus u. a., vorzüglich aber von Productus longispinus, Chonetes Hardrensis, Orthoceras undulatum, Bellerophon Uri in bestimmten, dem unteren produktiven Steinkohlengebirge (der Rybniker oder Ostrauer Stufe) angehörigen Schichten, — eine Erscheinung, welche auf eine zeitweilige Überflutung des flachen Küstenlandes durch das Meer hinweist. Ferner stellen sich Brackwasserconchylien, wie Anthracomya und Modiola innerhalb einzelner Schichten des gesamten dortigen Obercarbons oft massenhaft zusammengehäuft ein. Gleiches gilt von dem Vorkommen von Lingula, Discina und Aviculopecten (Ebert). Altvulkanische Ergußgesteine fehlen im oberschlesischen Carbon.

---

*) Ferd. Römer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. Carbon. Formation. S. 39—101 Steinkohlenformation von W. Runge. — D. Stur, siehe S. 451. — Th. Ebert, Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebiet. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 19. Berlin 1895. — H. Potonié, Floristische Gliederung. Ebend. Heft 21. 1896. — Gaebler, Das oberschlesische Steinkohlenbecken. Z. f. prakt. Geol. 1896. S. 458. — Michael, Gliederung der oberschlesischen Steinkohlenformation. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1901. S. 317.

Über die Gliederung und Parallelisierung des Carbons beider schlesischen Becken gewährt folgende Zusammenstellung einen Überblick:

		Niederschlesien	**Oberschlesien**
Ober-carbon	Oberes (= Ottweiler Schichten S. 469).	Radowenzer Schichten. Obere Schwadowitzer Schichten (Ida-Stollner Flötzzug).	—
	Mittleres (= Saarbrücker Schichten).	Untere Schwadowitzer Schichten (Xaveristollner und hangender Flötzzug der Rubengrube). Schatzlarer Schichten (= Hangendzug).	Karwiner Schichten (Sohrauer, Nicolaier und Rudaer Schichten).
	Unteres (= Millstone grit).	Reichhennersdorf-Hartauer Schichten. Großes Mittel von flötzleerem Sandstein. Waldenburger Schichten (= Liegendzug).	Sattelflötz-Schichten, Rybniker Schichten, Ostrauer Schichten.
Unter-carbon		Culm und Kohlenkalk.	Flötzleerer Golonoger Sandstein. Culm u. Kohlenkalk.

Im Inneren von Böhmen nimmt das produktive Obercarbon an der Bildung einer Anzahl von in das Silur und die älteren krystallinen Gesteine eingesenkten Becken teil, so desjenigen von Kladno-Rakonitz, des von Pilsen, von Radnitz und Nirschan. Von der in denselben entwickelten kohlenführenden Schichtenreihe gehört jedoch nur der liegende Komplex zum Carbon (Radnitzer Schichten), während die höheren Flötze und deren Zwischenmittel zum Rotliegenden (s. d.) zu rechnen sind. In Mähren besitzt der Culm eine große Verbreitung; aber nur westlich von Brünn bildet die produktive Steinkohlenformation mit 3 Flötzen von 8—9 m Gesamtmächtigkeit einen schmalen, gegen 12 km langen Zug zwischen dem Syenit im Osten und Gneißen im Westen (Rossitzer Becken; nach Katzer Perm).

In den Ostalpen*) ist das Untercarbon als Culm mit Prod. giganteus und Asterocal. scrobiculatus (Nötscher Schichten), das Obercarbon als Fusulinenkalk in Wechsellagerung mit Schiefern und Grauwacken, welche Ottweiler Pflanzen führen, entwickelt (Frech, Schellwien). In den zentralen und westlichen Alpen hingegen ist nur das Obercarbon und zwar in terrestrer Fazies zur Ablagerung gelangt. Obercarbon und Rotliegendes werden hier gewöhnlich durch einen als Verrucano bezeichneten Komplex vertreten. Derselbe setzt sich zusammen aus Konglomeraten, Sandsteinen

*) Fr. Frech, Die Karnischen Alpen. Halle 1894. S. 302. — E. Schellwien, Fauna des karnischen Fusulinenkalkes. Paläontogr. Bd. 39. 1891, und Bd. 44. 1897.

und z. T. kohligen Tonschiefern, welche aber meist dynamometamorphisch in Sericitschiefer, chloritische Schiefer, Sericitgneiße, Glimmerschiefer und Anthracitschiefer umgewandelt und denen Lager von Porphyrit, Melaphyr und Quarzporphyr eingeschaltet sind*).

In Rußland nimmt die carbonische Formation, wenn auch zum großen Teile von Perm und Jura überlagert, einen ungeheuren Raum ein, indem sie in Form eines flachen, tellerartigen Beckens mehr als ein Drittel des europäischen Rußlands zu unterteufen scheint. Der westliche Rand dieses Bassins tritt in einem Streifen zu Tage, welcher sich vom Weißen Meere bis südlich von Moskau erstreckt, während sich sein östlicher Rand an den Ural anlegt. Die carbonische Formation ist hier fast ausschließlich als mariner Kohlenkalk zur Entwickelung gelangt, und zwar das Obercarbon als Fusulinenkalk zu oberst mit Fusulina longissima, Schwagerina princeps, Chonetes uralica und Spirifer supramosquensis (Gshel-Stufe Nikitin's), darunter mit Fusulina cylindrica, Spirifer mosquensis (Moskau-Stufe Nikitin's). Unter letzterer folgt das Subcarbon in Gestalt von Kohlenkalk mit Spirifer cuspidatus und Prod. giganteus, unter diesem kohlenführende Schichten mit Lepidodendren und Stigmarien und endlich als unterstes Subcarbon wiederum ein mariner Kalk mit Productus mesolobatus. Die eigentliche obere, produktive Kohlenformation ist auf verhältnismäßig beschränkterem Gebiete durch ein isoliertes Becken am Donetz vertreten, welches etwa 30 abbauwürdige und zahlreiche schwächere Flötze und Pflanzenreste der Saarbrücker und Ottweiler Stufe führt. Mit diesen Komplexen wechsellagern Fusulinenkalke unten mit Spirifer mosquensis, oben mit Schwagerina (Tschernyschew).

Von den übrigen europäischen Territorien kann an dieser Stelle nur erwähnt werden, daß das Carbon in Italien nur in Toscana und auf Sardinien bekannt ist, wo es in Gestalt pflanzenführender, obercarbonischer Schiefer, Konglomerate und schwacher Flötze erscheint, — daß ferner die produktive Steinkohlenformation in Frankreich nur sehr beschränkte Verbreitung besitzt (Fortsetzung der belgischen Mulden bei Valenciennes, ferner im Zentralplateau die Mulde von St. Étienne, endlich die Becken von Autun und Creuzot), aber in ihren obersten Stufen bereits mehr den Charakter des deutschen Unterrotliegenden annimmt, — daß in Spanien und Portugal der Culm ansehnlichere Ausdehnung erlangt, in Asturien aber auch das Obercarbon mit eingelagerten Fusulinenkalken vertreten ist. Enorm ist nach v. Richthofen die Verbreitung der produktiven Kohlenformation in China. Finden sich in diesem Lande Kohlenlager auch noch in jüngeren

*) A. Rothpletz, Die Steinkohlenformation am Tödi. Abh. d. schweiz. pal. Ges. Bd. VI. Zürich 1880. — L. Milch, Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. Leipzig 1892. — A. Heim, Walliser Anthracit. Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich. 1896. S. 354.

Formationen, so gehören doch die mächtigsten und verbreitetsten Flötze der carbonischen Formation an. Allein das Carbongebiet von SO-Shansi nimmt ein Areal von 1600 deutschen □Meilen ein und enthält überall ein 5—9 m mächtiges Hauptflötz von vorzüglichem Anthracit, sowie Eisenerzlager. In der deutschen bergbaulichen Unternehmungen geöffneten Provinz Shantung treten sowohl in Wechsellagerung mit marinem Kohlenkalk, wie in dem oberen normalen Steinkohlengebirge mehrere bis 3 m mächtige Flötze auf. Das Carbon befindet sich dort überall noch in fast schwebender Lagerung und bildet 3 größere Kohlenfelder im Norden und 2 im Süden des Berglandes*).

Am großartigsten auf der ganzen zivilisierten Erdoberfläche ist die carbonische Formation in Nordamerika entwickelt. Sie breitet sich dort über sechs größere Territorien aus, welche freilich zum Teil durch spätere Schichtenstörungen und Auswaschungen in zahlreiche isolierte Partien zerrissen worden sind: 1. das große appalachische Kohlenfeld (s. Fig. 69 u. 312), welches sich an den Westabfall der Alleghanykette anlegt und sich über bedeutende Teile von Pennsylvanien, Ohio, Virginien, Kentucky, Tennessee und Alabama ausbreitet. Die von dem Hauptbecken abgetrennten und nahe seinem östlichen Rande in den zentralen Landstrichen Pennsylvaniens auftretenden Mulden dieses Steinkohlengebirges führen ausschließlich Anthracit, die Hauptfelder nur bituminöse Kohle. Die abbauwürdige Steinkohle soll dort bei einer stellenweisen Gesamtmächtigkeit von etwa 40 m ein Areal von 2400 geogr. Quadratmeilen einnehmen. 2. Das Illinois- und Missouri-Kohlenfeld, etwa ebenso groß, wie das vorher erwähnte, gehört den Staaten Illinois, Indiana, Kentucky, Jowa, Missouri, Kansas und Arkansas an. 3. Das Kohlenfeld von Michigan, 200 Quadratmeilen groß. 4. Das Kohlenfeld des nördlichen Texas. 5. Das Kohlenfeld von Rhode-Island, etwa 34 Quadratmeilen groß. 6. Die Kohlenfelder von Nova Scotia und New-Brunswick, etwa 740 Quadratmeilen groß. Das Carbon gliedert sich auf dem amerikanischen Kontinente wie in Europa in zwei Abteilungen. Höchst übersichtlich ist dort die verschiedenartige (terrestre und marine) Fazies jeder dieser beiden letzteren zur Ausbildung gelangt. Das Subcarbon wird gebildet im Osten durch den Kohlen-Culm, bestehend aus Sandsteinen und Konglomeraten mit schwachen Kohlenflötzen und reichlichen Lepidodendren, lokal mit Kohlenkalkbänken. Weiter nach Westen schwellen letztere an, bis sich inmitten des Kontinentes das ganze Subcarbon aus unterem Kohlenkalk aufbaut. Dieser zeichnet sich durch seinen unübertroffenen Reichtum an Crinoideen, Blastoideen, rugosen Korallen und Brachiopoden aus und gliedert sich von unten nach oben in

---

*) F. v. Richthofen, China. Bd. II. Berlin 1882. Kap. 9. S. 399 u. f. — Ders., Z. f. prakt. Geol. 1898. S. 73.

folgende Horizonte: a. Kinderhook-Gruppe mit viel Productus semireticulatus; b. Burlington-Kalk, zum Teil fast ausschließlich aus Crinoideen-Resten bestehend; c. Keokuk- und Warsaw-Kalk mit Archimedes reversa (daher Archimedes-Kalk), viel rugosen Korallen, besonders Zaphrentis; d. St. Louis-Kalk mit Melonites, Lithostrotion, Productus; e. Chester-Schiefer und Kaskaskia-Kalke, wiederum mit Archimedes, Pentrematites, Poteriocrinus und vielen anderen Crinoideen. Das Obercarbon besteht im Osten aus dem echten flötzreichen Kohlengebirge mit Sigillarien, Calamiten und Farnen, nebst vereinzelt zwischengelagerten Kalkbänken. Nach Westen zu nehmen letztere an Zahl und Mächtigkeit stetig zu, bilden sich z. T. zu Fusulinenkalken aus und drängen den steinkohlenführenden Komplex mehr und mehr in den Hintergrund, bis sie endlich in den Rocky Mountains (Colorado, Utah, Arizona) fast zur Alleinherrschaft gelangen, so daß hier Unter- und Obercarbon ein einheitliches marines Schichtensystem bilden.

Die Bildung der Steinkohlenflötze. Da nicht nur die Schiefertone, welche die Steinkohlenflötze begleiten, mit Pflanzenresten oft angefüllt sind, sondern auch in der Kohle selbst die Form der Vegetabilien, aus denen sie hervorgegangen, zuweilen noch überliefert ist, da ferner in der Steinkohle, wie Göppert, Dawson, Bailey und namentlich Gümbel zeigten, die organische Textur der ihr zu Grunde liegenden Pflanzen durch und durch in erkennbaren Formen erhalten ist, so kann über den vegetabilischen Ursprung derselben ein Zweifel nicht obwalten. Aus eben diesen Beobachtungen ergibt sich ferner, daß nur Land- und Sumpfpflanzen, nie aber Seetange, einen Anteil an der Massenbildung der Steinkohle genommen haben. Obenan stehen die Lepidodendren und Sigillarien mit ihren Wurzelstöcken, den Stigmarien, in manchen Flötzen auch wohl Farnstrünke (Caulopteris), an sie reihen sich die Calamiten, Cordaiten und untergeordnet Farnwedel. Generation folgte auf Generation — die absterbenden Pflanzen sanken zu Boden, ihre faulenden Reste häuften sich zu gewaltigen Pflanzenmassen an, um von Schlamm und Sand bedeckt die einzelnen Stadien des Verkohlungsprozesses (siehe S. 170) zu durchlaufen und sich allmählich zu Steinkohle und Anthracit umzugestalten. Letzteres findet namentlich dort statt, wo der ursprüngliche Schichtenbau der carbonischen Formation bedeutende Störungen erlitten hat, so daß die sich bei dem Verkohlungsprozesse entwickelnden Gase leicht durch Risse entweichen konnten. Dies ist z. B. bei den Anthracit-Bassins von Pennsylvanien der Fall gewesen.

Eine große, wohl die vorwiegende Anzahl der Steinkohlenflötze wurde auf diese Weise aus Pflanzen gebildet, welche an Ort und Stelle gewachsen waren, ist also autochthon*). Daß dem so ist, geht, ganz abgesehen

*) H. Potonié, Autochthonie der Kohlenflötze. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 1. — Ders., Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. 1899. S. 333.

von der großen horizontalen Ausdehnung und dabei gleichbleibenden Mächtigkeit und Entwickelung vieler Kohlenflötze (das Pittsburger Flötz soll ein Areal von 900 deutschen Quadratmeilen einnehmen), sowie von der Reinheit der Steinkohle, ferner abgesehen von der vollständigen Erhaltung des zartesten Details, z. B. der Farnwedel, namentlich daraus hervor, daß die Schiefertone, welche das Liegende der Flötze bilden (die Sohlschiefertone, underclay), außerordentlich häufig von Wurzelstöcken und Wurzeln von solchen Pflanzen erfüllt und durchwuchert sind, deren Stämme, Zweige und Blätter sich auf diesen Schiefertonen, der damaligen Erdoberfläche, zu einem Kohlenflötze aufgespeichert finden (Fig. 309). Die in diesen

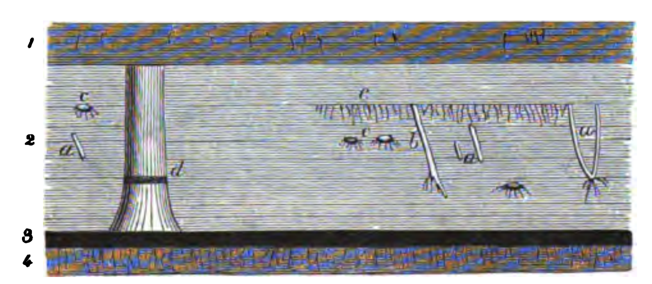


Fig. 309. Profil an der Joggins-Küste von Nova Scotia. Nach *Dawson*. *1* Sohlschiefer mit Stigmaria-Wurzelfasern, *2* grauer Sandstein mit aufrecht stehenden Sigillarien- und Calamiten-Stämmen, *3* Kohlenflötz, 6 Zoll mächtig, *4* Sohlschiefer mit Stigmaria-Wurzelfasern, *a* und *b* Calamites, *c* Stigmarien, zum Teil mit Wurzelfasern, *d* hohler Sigillarienstrunk, 3 m hoch, mit Resten von Landtieren (Dendrerpeton, Pupa).

Wurzeltonen so häufigen Stigmarien werden sogar meist mit noch anhaftenden, wie zu Lebzeiten nach allen Richtungen ausstrahlenden Anhängen gefunden, so daß ein Zweifel darüber, daß sie an Ort und Stelle gewachsen, ausgeschlossen ist. In einem Bohrloche bei Kattowitz in Oberschlesien wurden innerhalb eines 670 m mächtigen Schichtenkomplexes 27 Horizonte derartiger Stigmariaschiefer konstatiert, deren jeder das Liegende eines Steinkohlenflötzes bildet (Potonié l. c.). An den westlichen Gestaden von Nova Scotia, den Joggins, wiederholen sich innerhalb einer Schichtenreihe von 4700 m 76 solcher Wurzelhorizonte, deren jeder von einer wenn auch schwachen Kohlenschicht bedeckt wird, ja in sehr vielen Fällen noch aufrecht stehende Sigillarien- und Calamiten-Strünke trägt. Dergleichen in ihrer ursprünglichen Stellung, zum Teil noch im Zusammenhange mit ihren Rhizomen und Wurzeln erhaltene Stämme kennt man vorzugsweise in dem Kohlenreviere von Saarbrücken, ferner in dem von St. Etienne (Fig. 310), von Lancashire, Staffordshire in England; an den felsigen Ufern von Nova Scotia hat man 18 Horizonte mit aufrechten Stämmen über einander beobachtet. Die vielfältige Wiederholung solcher Landpflanzen führenden Horizonte und Steinkohlenflötze zwischen mächtigen

Schichtenreihen von Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen und getrennt durch solche lassen sich kaum anders als durch Überschwemmungen erklären; aus jeder derselben ging ein Komplex von Geröll-, Sand- und Schlammschichten hervor, jeder Ruhezeit entspricht das Emporwuchern

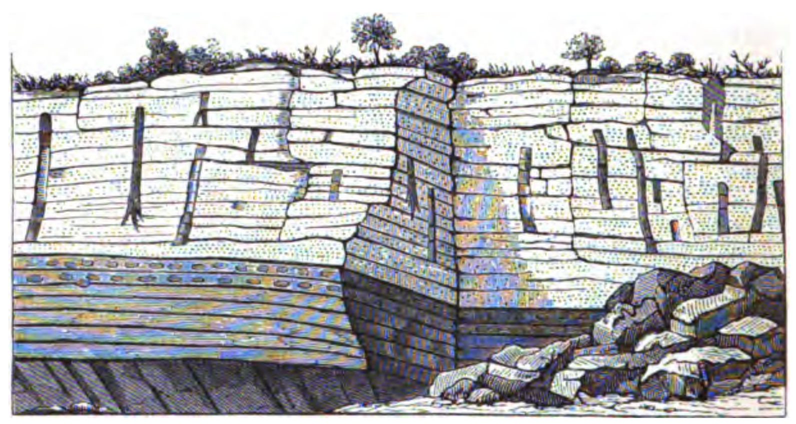


Fig. 310. **Aufrechte Stämme im Kohlensandstein von St. Etienne in Frankreich.** Zu unterst Steinkohlenflötz, darüber Schieferton mit Sphärosiderit-Nieren, — dann Kohlensandstein mit aufrechten Stämmen.

einer Pflanzendecke auf dem neu angeschwemmten Grunde und die Entstehung eines Kohlenflötzes. Da nun aber die flötzführende Schichtenreihe eine Mächtigkeit von mehr als 4000 m erreichen kann, so müssen sich während ihrer Ablagerung säkulare Senkungen vollzogen haben, während deren der Boden durch Auffüllung von Kies, Sand und Ton in gleichem Schritte emporwuchs, um bei dem nächsten Stillstande eine üppige Flora zu tragen.

An anderen Orten hingegen, und zwar namentlich in kleineren selbständigen Becken*), ist die Bildung der Kohlenflötze augenscheinlich allochthon, d. h. durch Anhäufung fluviatil zusammengeschwemmter pflanzlicher Reste vor sich gegangen. Für diese Tatsache spricht u. a. das häufige Vorkommen von plattgedrückten Rindenrohren, aus denen der Holzkörper entfernt (herausgeflößt) ist, die Seltenheit ganzer Stämme, die Mischung von gut erhaltenen Zweigstücken und Blütenständen mit vermoderten Fragmenten, die vielfach zu beobachtende getrennte Anhäufung von Hölzern, Blättern und Samen, die vorherrschende Vergesellschaftung von Pflanzenfetzen als »Häcksel«, der rasche Wechsel in der Flötzmächtigkeit, die Spaltung und Vertaubung der Flötze durch Zwischenmittel, das reichliche Auftreten von Konglomeraten im Liegenden und Hangenden der Flötze. Fayol und ähnlich auch Renault nehmen für solche Fälle und

*) T. Sterzel, Erläuterungen zu Sektion Zwickau-Werdau. 1901. S. 89.

zwar zunächst für die Steinkohlenbecken des französischen Zentralplateaus an, daß Ströme, welche große Massen von Geröll, Kies, Sand und Schlamm, sowie Stämme, Äste, Wedel und Blätter aus den Pflanzendickichten ihrer Entwässerungsgebiete mit sich führten, bei ihrem Eintritte in ruhige Seebecken das von ihnen transportierte Material in Form flacher Deltas abgesetzt hätten. In unmittelbarer Nähe der Flußmündungen wurden die groben Gerölle und Kies, weiter hinaus der feinere Schlamm und am weitesten entfernt die vegetabilischen Massen abgesetzt. Durch fortwährende Vergrößerung des Schuttkegels schob sich die Flußmündung immer weiter vor, die einzelnen Ablagerungszonen rückten immer weiter seewärts, die Kiese und Sande überschritten die an ihrem Fuße abgelagerte, randlich aber immer an Ausdehnung gewinnende pflanzliche Schicht, also das spätere Steinkohlenflötz.

Gebirgsbildung, Schichtenstörungen und Eruptionen während der carbonischen Periode. Die Carbonperiode ist ein Zeitalter intensivster Gebirgsbildung. Gewaltige Bewegungen der Erdrinde, die in der Mitte und gegen das Ende der Carbonzeit ihren Höhepunkt erreichen, gipfeln in der Auffaltung der archäischen und altpaläozoischen Schichten zu jenen alpinen Gebirgen, als deren seitdem durch Denudation und erneute Dislokationen erniedrigte und umgestaltete Ruinen die jetzigen zentraleuropäischen Mittel- und Rumpfgebirge (s. S. 131) übrig geblieben sind. Hierher gehören die Ardennen, das rheinische Schiefergebirge, der Taunus, die Vogesen, der Schwarzwald, der Odenwald, der Spessart, das Fichtelgebirge, der Frankenwald, das Erzgebirge, der Harz und die Sudeten, welche die Reste des ursprünglich ziemlich einheitlichen variscischen Gebirgszuges (Sueß) repräsentieren. Von einem zweiten, mehr westlich gelegenen Faltengebirge ebenfalls jung carbonischen Alters (dem armorikanischen Gebirgszuge) legen die Rumpfschollen im mittleren und nordwestlichen Frankreich und in Südengland Zeugnis ab.

Mit diesem gebirgsbildenden Schub in mittelcarbonischer Zeit steht zunächst die Erscheinung in ursächlichem Zusammenhange, daß das produktive Steinkohlengebirge an vielen weit von einander entfernten Stellen diskordant auf dem bereits steil aufgerichteten Subcarbon auflagert (so in Schlesien, in Sachsen, in den Ostalpen, in Südfrankreich, in Spanien), — während anderwärts auch die Schichten der oberen Steinkohlenformation noch von dem dort fortdauernden Zusammenschub ergriffen, gefaltet, geknickt, verworfen und von Überschiebungen betroffen worden sind. Ein instruktives Beispiel derartiger Dislokationen möge durch das Profil des Steinkohlenbeckens von Lüttich (Fig. 311) vor Augen geführt werden. Man sieht hier, wie das gesamte Carbon, der untere Kohlenkalk (*cu*), sowie die konkordant auf ihn folgenden Schiefer und flötzleeren Sandsteine (*c*), namentlich aber die produktive Steinkohlenformation (*cf*) zickzackförmig

gefaltet worden sind, dann aber mehrfache Verwerfungen erlitten haben. Außerdem hat eine Überschiebung das Mitteldevon (*g*) in das Hangende des nordwestlichen Beckenflügels disloziert. Von den nämlichen Störungen

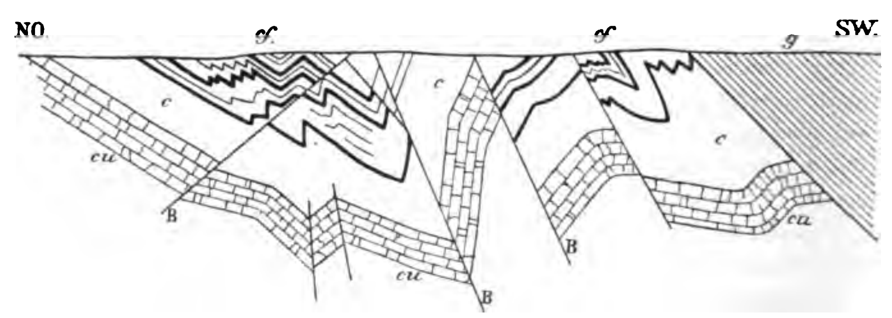


Fig. 311. Profil durch das Steinkohlenbecken von Lüttich. Nach *Gosselet*. *g* Schiefer und Grauwacken des Mitteldevon, *cu* unterer Kohlenkalk, *c* Schiefer und flötzleere Sandsteine des unteren Obercarbon, *cf* produktives mittleres Obercarbon, *B* Verwerfungen.

des ursprünglichen Schichtenbaues ist das Carbon der Gegend von Aachen betroffen worden (vergl. Fig. 315 S. 486). Auch im Steinkohlenrevier von Westfalen wiederholen sich analoge Dislokationserscheinungen.

Ganz ähnliche Schichtenstörungen machten sich ferner im Osten Nordamerikas am Ende der carbonischen Periode geltend. Durch seitlichen Druck wurden hier die carbonischen und sämtliche altpaläozoischen Schichtenkomplexe zu lauter unter sich und der heutigen atlantischen Küste parallelen Falten zusammengeschoben, deren Steilheit und Höhe im Osten, also im Alleghany-Gebirge, ihr Maximum erreicht, nach Westen zu aber abnimmt und zwar so, daß sie proportional ihrer Entfernung vom atlantischen Ozeane flacher werden und zuletzt schwebender Lagerung Platz machen (siehe Fig. 30, S. 69, und Fig. 312).

Sehr häufig sind Verwerfungen mit derartigen Faltungen verknüpft, stellen sich aber auch in sonst wenig dislozierten Steinkohlengebieten ein. Bei geringer Sprunghöhe äußern diese Verwerfungen nur einen untergeordneten Einfluß auf die Lagerungsverhältnisse (Fig. 313). Zuweilen aber wiederholen sie sich in kleinen Zwischenräumen in so großer Anzahl, daß eine vollständige Zerstückelung des Kohlengebirges eingetreten ist, welches dann aus regellos durch einander geschobenen Gebirgsschollen besteht (Fig. 314). Anderseits erreichen manche derartige Dislokationen so großartige Dimensionen, daß die Verschiebung der durch die Verwerfung getrennten Flügel mehrere hundert Meter beträgt. So hat die unter dem Namen Münstergewand bekannte Verwerfung die Schichten eines Teiles der Eschweiler Mulde über 250 m, die Oberhohndorfer Hauptverwerfung einen Flügel des Zwickauer Carbons um 150 m in die Tiefe gerückt; die »Sutan«

genannte Verwerfung in der Ruhrgegend bewirkt einen Sprung von 200 m; das oberschlesische Steinkohlengebirge wird von einer fast N—S streichenden Verwerfung mit bis 2000 m Sprunghöhe in ein kleineres westliches und ein größeres

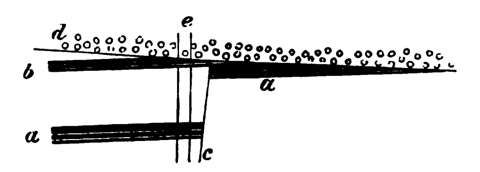


Fig. 313. Verworfene Steinkohlenflötze. Helene-Schacht bei Lugau in Sachsen. Nach *Siegert*.
a und *b* Flötze, *c* Verwerfung, *d* Mittelrotliegendes diskordant auf dem vor seiner Ablagerung verworfenen und denudierten Obercarbon, *e* Helene-Schacht. Maßstab 1 : 2000.

östliches Feld getrennt. Sehr bedeutende Dimensionen erreichen auch die Verwerfungen, welche den Westabfall der Alleghanies in Nordamerika begleiten, so z. B. in Süd-West-Virginien, von wo Sprünge von 2—3000 m beschrieben sind und der Kohlenkalk in das Niveau des Untersilurs gerückt worden ist. Nicht selten hat auf derartigen flachen Verwerfungsspalten eine Überschiebung älterer über jüngere Schichtenkomplexe

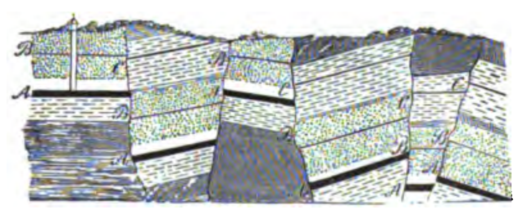


Fig. 314. Profil im Kohlenrevier von Auckland in Durham. *A*, *B*, *C* Kohlenflötze.

stattgefunden, so ist, wie bereits mehrfach erwähnt, in den belgisch-nordfranzösischen Kohlenbecken das Silur, Devon und Subcarbon auf sanft nach S fallenden Zerreißungsflächen, die sich bereits von Aachen aus über Lüttich bis Boulogne verfolgen lassen, über das Obercarbon hinaufgeschoben worden (siehe Fig. 127, S. 329 und Fig. 311, S. 484). Ebenso haben sich im Unterharz (nördlich von Elbingerode) Überschiebungen

W
Columbus
Ohio
Chesnut Ridge
Laurel Ridge
Alleghany Mts.
Dunings Mt.
Coalfield
Broad Top
Tuscarora Mt.
Kittatiny Mt.
Blue Ridge
O

Fig. 312. Profil durch das Alleghanygebirge und das appalachische Kohlenbecken.
1 Archäische Gneißformation, *2* Cambrium und Untersilur, *3* Obersilur, *4* Devon, *5* Catskill-(Old Red-)Sandstone, *6* subcarbonische Formation, *7* produktive Steinkohlenformation.

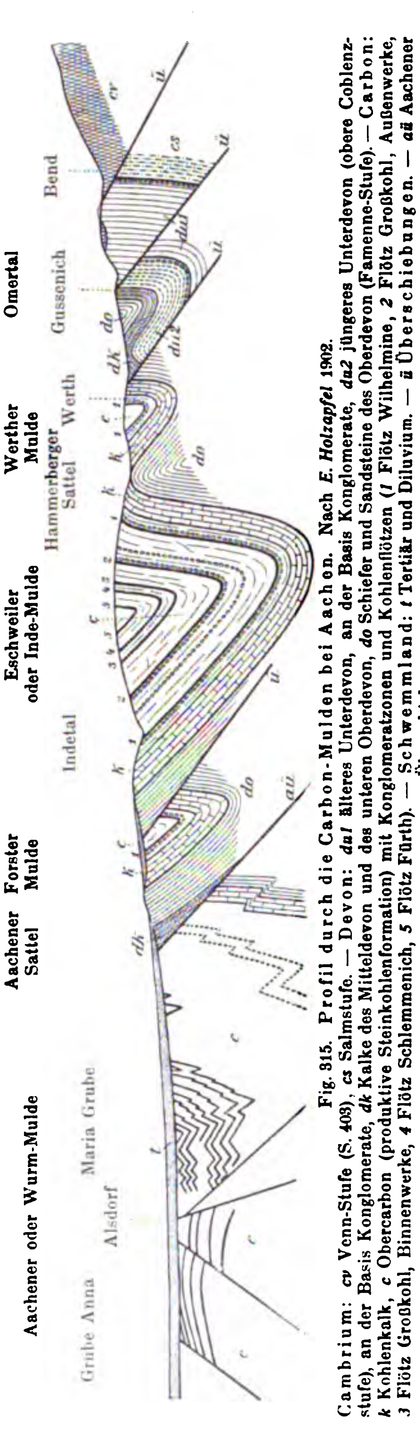


Fig. 315. Profil durch die Carbon-Mulden bei Aachen. Nach *E. Holzapfel* 1902.

Cambrium: *cv* Venn-Stufe (S. 403), *cs* Salmstufe. — Devon: *du1* älteres Unterdevon, an der Basis Konglomerate, *du2* jüngeres Unterdevon (obere Coblenzstufe), an der Basis Konglomerate, *dk* Kalke des Mitteldevon und des unteren Oberdevon, *do* Schiefer und Sandsteine des Oberdevon (Famenne-Stufe). — Carbon: *k* Kohlenkalk, *c* Obercarbon (produktive Steinkohlenformation) mit Konglomeratzonen und Kohlenflötzen (*1* Flötz Wilhelmine, *2* Flötz Großkohl, Außenwerke, *3* Flötz Großkohl, Binnenwerke, *4* Flötz Schlemmenich, *5* Flötz Fürth). — Schwemmland: *t* Tertiär und Diluvium. — *ü* Überschiebungen. — *aü* Aachener Überschiebung.

von mitteldevonischen Komplexen über solche des Subcarbon vollzogen (Koch).

Ein höchst lehrreiches Beispiel der Kombination sämtlicher derartiger Dislokationen, also Faltungen, Verwerfungen und Überschiebungen, welche das Carbon erlitten hat, liefert die Gegend von Aachen. Das beistehende, von E. Holzapfel entworfene Profil Fig. 315 zeigt die steil zusammengestauchten Mulden des dortigen Steinkohlenrevieres, zu unterst den Kohlenkalk (*k*), darüber das produktive Carbon (*c*) mit seinen Steinkohlenflötzen, ersterer gleichförmig unterteuft vom Ober-, Mittel- und Unterdevon (*do*, *dk*, *du*), als Liegendes des letzteren das Cambrium. In der Wurmmulde ist das Obercarbon bei seiner Zusammenstauchung zickzackförmig geknickt und später von verhältnismäßig jugendlichen Verwerfungen betroffen worden. Die auffälligsten Dislokationen aber offenbaren sich in den Überschiebungen, welche die Südostflügel der Carbonmulden schräg abschneiden, so daß Mittel- und Oberdevon in deren Hangendes gelangt ist.

In ursächlichem Zusammenhang mit derartigen seitlichen Pressungen und den hieraus resultierenden Spaltenbildungen stehen Eruptionen von glutflüssigen Gesteinsmassen, die sich teils deckenförmig ergießen und später zu altvulkanischen Lagern werden, teils die bei dem Zusammenschub der Schichten aufberstenden Höhlungen erfüllen und in ihnen zu Lakkolithen erstarren. Die

hauptsächlichsten Ergußgesteine der carbonischen Periode sind Diabase, Porphyrite und Melaphyre, sowie Quarzporphyre, welche ganz ähnlich wie die des Devons im engsten Zusammenhange mit den Sedimenten jenes Zeitalters stehen, indem sie nicht selten durch Tuffe mit ihnen verknüpft sind. Ein Schauplatz großartigster vulkanischer Eruptionen war Schottland im Beginne der Carbonzeit. An zahllosen Stellen in den Tälern und an den Küsten dieses Landes und der ihm westlich vorgelagerten Inseln, von Arran bis nach Edinburgh, sieht man Diabase, Porphyrite und deren Tuffe in bis 600 m mächtigen Lagern und Komplexen dem unteren Subcarbon eingeschaltet. Ähnliches wiederholt sich auch in anderen Teilen Britanniens, z. B. in Devonshire, ferner im Lahngebiete, im Oberharz (Lautenthal), sowie in der Umgegend von Bleiberg in Kärnten, wo subcarbonische Grauwacken, Sandsteine und Tonschiefer in der regelmäßigsten Weise mit Diabasen wechsellagern. Charakteristische Beispiele deckenförmiger basischer Ergüsse im Obercarbon sind die Melaphyrlager der Steinkohlenformation von Zwickau, sowie der Mansfelder Gegend. Mit der Eruption der letzteren ging der Auswurf von schlackig-blasigen Bomben Hand in Hand, die jetzt lokal Lagen von Haufwerk oder isolierte Einsprenglinge in den dortigen obercarbonischen Sandsteinen bilden (Fig. 316). Eruptionen und Deckenergüsse von Quarzporphyr haben in Deutschland während des Obercarbons, z. B. in dem Kohlenbassin von Flöha in Sachsen, stattgefunden, wo er ein Lager von 60 m Mächtigkeit zwischen den Schichten des Steinkohlengebirges bildet.

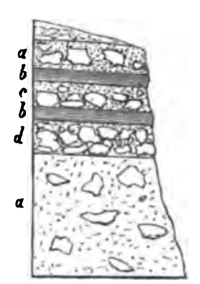


Fig. 316. Profil zwischen Rödchen und Leimbach unweit Mansfeld. (*H. Crd.*) *a* rotbrauner, lockerer Sandstein mit einzelnen Melaphyrauswürflingen, *b* dünngeschichteter Sandstein ohne solche, *c* Sandstein mit viel Bomben, *d* Haufwerk von Auswürflingen; zusammen etwa 10 m mächtig.

Als Beispiele von Lakkolithen der mittleren Carbonzeit mögen die Granitstöcke des Erzgebirges, Ostthüringens, des Fichtelgebirges und des Harzes (siehe S. 294 u. f. und 450) gelten, welche lokal noch den Culm metamorphosiert haben, während die Konglomerate des Rotliegenden Rollstücke der Granite und ihrer Kontaktgesteine umfassen.

Erzgänge. Zuweilen haben die das Carbon durchsetzenden und verwerfenden Spalten Gelegenheit zur Entstehung gangförmiger Erzlagerstätten gegeben und damit Objekte so großartiger bergbaulicher Unternehmungen geschaffen, wie es z. B. die Bleiglanzgänge des Clausthaler Ganggebietes im Oberharze sind*). Zur Zeit des Obercarbons wurden

*) A. v. Groddeck, Über die Erzgänge des nordwestlichen Oberharzes. Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 693. — Z. f. Berg-, Hütt.- u. Sal.-Wesen. Bd. XXI. Taf. 1 u. 2. S. 1.

die Devon- und Culmschichten des jetzigen Oberharzes zu einem ostwestlich streichenden Sattel aufgewölbt, der sich aus einer größeren Zahl paralleler, mehr oder minder eng zusammengeschobener Falten und öfters überkippter und zuweilen überschobener Einzelsättel, diese mit Faltenverwerfungen (Ruscheln) aufbaute. Dieses System wurde später von unzähligen,

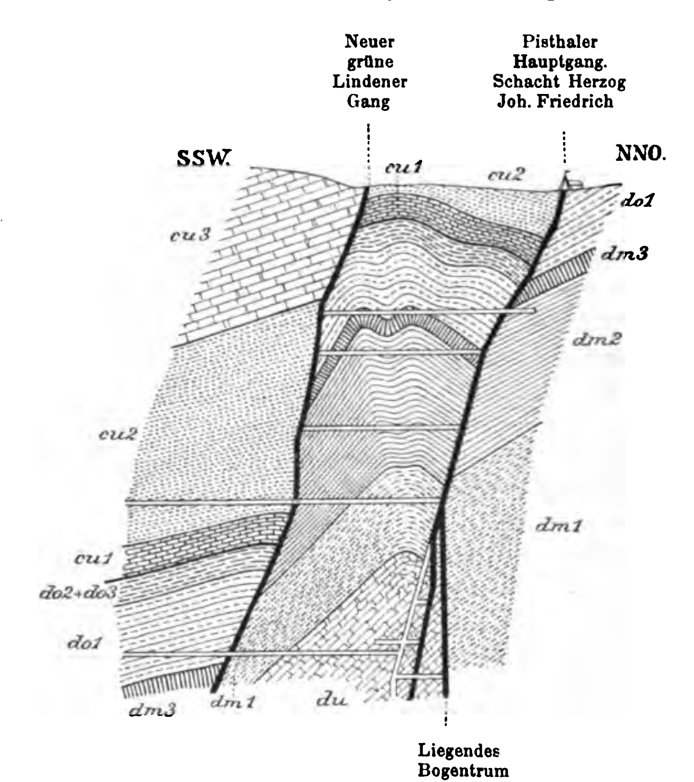


Fig. 317. Profil durch den Herzog Johann Friedrich-Schacht und die von diesem nach dem Neuen grüne Lindener Schacht getriebenen Querschläge. Nach *Beushausen*. Devon: *du* Kahlebergsandstein, *dm1* Calceolaschiefer, *dm2* Wissenbacher Schiefer, *dm3* Stringocephalenkalk, *do1* Büdesheimer Schiefer, *do2* und *do3* Adorfer und Clymenienkalk; — *c* Culm: *cu1* Kieselschiefer, *cu2* Posidonienschiefer, *cu3* Grauwacke.
Auf jeder der beiden Gangspalten sind die Flügel der Devon- und Culmformation gegeneinander verworfen worden; der zwischenliegende Keil ist sattelförmig zusammengestaucht.

annähernd parallelen Verwerfungsspalten durchsetzt, welche dasselbe in lauter treppenförmig gegen S absteigende Stufen zerlegten. Eine Anzahl dieser Spalten sind durch Absätze aus Mineralquellen zu Erzgängen umgestaltet worden und repräsentieren jetzt das Gangsystem des Oberharzes, speziell des Clausthaler Distriktes. Derselbe umfaßt außer der nächsten

---

— F. Klockmann, Z. d. D. geol. Ges. 1893. S. 253. — Ders., Z. f. prakt. Geol. 1893. S. 466. — Ders. in: Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. S. 1—64. — L. Beushausen, Devon des Oberharzes. Abh. d. k. pr. geol. La. Berlin 1900. S. 246.

Umgebung Clausthals die Gegend von Grund, Wildemann, Lautenthal, Bockswiese und Schulenberg. Die in ihm aufsetzenden Gänge sind zusammengesetzte Gänge. Nur ihr Liegendes ist durch ein scharfes Salband ausgezeichnet, nach dem Hangenden zu sind sie durch weitgehende Zertrümmerung des Nebengesteines mit letzterem geradezu verwoben, so daß die Gänge mit Einschluß dieser ihrer Trümerzonen 30—40 m Mächtigkeit erreichen können. Die Gänge selbst treten in dem Clausthaler Plateau zu 10 Zügen zusammengruppiert auf, von welchen der Burgstädter, Zellerfelder, Rosenhöfer und Silbernaaler Zug direkt um und unter Clausthal und Zellerfeld, die sechs übrigen etwas weiter entfernt liegen. Die in diesen Gängen vorherrschenden Erze sind silberreicher Bleiganz und Zinkblende (daneben Kupferkies und Eisenkies, seltener Fahlerz und Bournonit), die sie begleitenden tauben Gangmineralien Quarz, Kalkspat und Schwerspat; Fragmente des Nebengesteines, also von Grauwacke und zerquetschtem Tonschiefer (Gangtonschiefer) sind sehr häufig und geben dann oft Veranlassung zur Ausbildung von Kokardenstruktur (Fig. 154, S. 346). Innerhalb der Gangkörper konzentrieren sich die Erze gewöhnlich zu Erzmitteln oder Erzfällen. In der Regel wurden die Gangspalten zur Ursache großartiger Verwerfungen, wie z. B. bei dem Grünlindener Gang und dem Hauptgang von Bockswiese (siehe Fig. 317). Hier wird das Liegende dieser Gänge zu oberst von Büdesheimer Schiefer, darunter vom Mitteldevon und unter diesem von Spiriferensandstein, also von Unterdevon, — ihr Hangendes von Culm mit Posid. Becheri und unterhalb dieses von den Schichtenkomplexen des Oberdevons gebildet. Die Höhe dieser Verwerfung beträgt mehr als 2000 m. Die Bildung der Clausthaler Erzgänge fällt wesentlich in die Zeit des Obercarbons, hat sich aber durch das Perm hindurch fortgesetzt, auch haben sich Neubildungen von Spalten, sowie Wiederaufreißungen der alten Gänge selbst noch bis in die jüngsten Perioden wiederholt.

Auch die berühmten, ihrer Natur nach freilich von den Clausthaler weit verschiedenen Zink- und Bleiglanzlagerstätten der Gegend von Aachen setzen zum größten Teile in carbonischen Schichten auf. Die Hügelreihe jenes Distriktes besteht aus devonischen Schiefern und Kalksteinen, Kohlenkalk und oberer Kohlenformation, welche steil zusammengefaltet sind (Fig. 315, S. 486) und deshalb wiederholt in parallelen streifenförmigen Zügen zu Tage treten. Die Erze der dort aufsetzenden Lagerstätten sind Zinkblende, Bleiglanz und Schwefelkies mit Kalkspat und Quarz vergesellschaftet, in schaliger Anordnung und gegen ihr Ausgehendes hin in Galmei, Weißbleierz, Brauneisenerz umgewandelt. Sie bilden 1. Gänge im Kohlenkalke als Ausfüllung der ihn quer durchschneidenden Verwerfungsspalten, 2. mächtige stock- und nestförmige Erweiterungen dieser Gänge innerhalb des Kohlenkalkes in dessen Kontakte mit den darüber liegenden carbonischen Schiefern, sowie des ersteren mit den devonischen Schiefern,

3. isolierte Nester im Kohlenkalke, 4. lagerförmige Imprägnationen gewisser carbonischer Schiefer und devonischer Kalksteine. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse der Zinkerzlagerstätten des angrenzenden Belgiens.

Im Anschluß hieran möge noch ein ganz anders geartetes Gangvorkommen an dieser Stelle Erwähnung finden. Der nördliche Teil der englischen Provinz New-Brunswick in Nordamerika besteht zum Teil aus bituminösen, intensiv riechenden, schwarzbraunen, an der Luft bleichenden, dünnblätterigen Schiefern der subcarbonischen Formation, welche zahlreiche Reste von Ganoidfischen führen. Diese Schichtenreihe wird von einem Asphaltgange (Fig. 318) durchsetzt, dessen Mächtigkeit zwischen 1 und 6 m schwankt und der durchweg aus reinem glänzenden Asphalt mit ausgezeichnet muscheligem Bruche besteht, den man dort nach der ihn abbauenden Albert-Mine Albertit nennt. Hier und da umschließt derselbe einige Fragmente des Nebengesteines, fast überall aber dringt er in Form kleiner Adern und Trümer in die Klüfte und Risse der benachbarten Schiefer und bildet eine große Anzahl von Nebentrümern. Die Ausfüllung dieser Gangspalte ist durch das aus dem bituminösen Nebengestein stammende Petroleum erfolgt, welches durch Verlust der flüchtigen Kohlenwasserstoffgase und durch teilweise Oxydation verdickt und in Asphalt umgewandelt wurde.

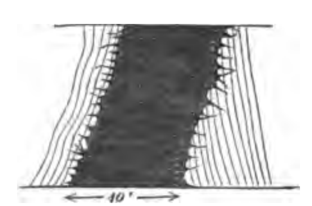


Fig. 318. Asphaltgang in der Albert-Mine in New-Brunswick. Nach *Dawson*.

Die permische Formation.

Unter permischer Formation begreifen wir denjenigen Schichtenkomplex, dessen Ablagerung unmittelbar auf die Steinkohlenformation gefolgt und der Triasformation vorausgegangen ist, so daß sich seine unteren Niveaus nicht selten auf das innigste an erstere, seine oberen Horizonte eng an letztere anschließen.

Die Permformation ist ähnlich wie ihr Vorläufer, das Carbon, innerhalb ihres weiten Verbreitungsgebietes in zwiefacher Fazies zur Ablagerung gelangt, nämlich entweder als Absatzprodukt von Flüssen und Binnengewässern auf dem Festlande, sowie als solches der dann über dieses transgredierenden Flachsee und später wieder austrocknenden Meeresbuchten, — oder aber als dasjenige des offenen Ozeanes, besitzt also im ersten Falle eine fluviatile, limnische und litorale, im zweiten eine pelagische Fazies.

Die erstere, die Binnenfazies der postcarbonischen Formation, baut sich demnach einerseits aus Konglomeraten, Sandsteinen und Letten mit den Resten von landbewohnenden Tieren und Pflanzen, anderseits aus Kalk-

steinen und Dolomiten mit solchen einer verarmten Flachseefauna, sowie aus Gyps und Steinsalz, den Produkten der Verdunstung abgeschlossener Meeresbuchten und Binnenseen auf und ist nach dieser in manchen ihrer Gebiete entwickelten Zweigliederung als Dyas bezeichnet worden. Ihre pelagische Fazies hingegen ist an die Areale des marinen Carbons, des Kohlenkalkes, gebunden, bildet dessen ungestörte, direkte Folge und besteht deshalb ebenfalls wesentlich aus Kalksteinen mit der formenreichen Fauna des offenen Meeres.

Ganz abweichend gestalten sich während der Permzeit die Verhältnisse auf der südlichen Hemisphäre, wo sich in Australien, Ostindien, der Salt-Range des Pendschab und in Südafrika die Spuren einer demnach jungpaläozoischen Eiszeit finden, in deren Folge sich ein rascher Wechsel der paläozoischen Pflanzenwelt in eine eigenartige mesozoische Flora (die Glossopteris-Flora) geltend macht.

Bei dem Verfolge der permischen Ablagerungen gehen wir von deren in Deutschland ausschließlich vertretenen, hier zuerst bekannt gewordenen typischen Binnenfazies, der deutschen Dyas aus. Ihr schließen sich als analoge Gebilde die permischen Ablagerungen Englands, Frankreichs, der südtiroler Alpen, Zentralrußlands und des östlichen Nordamerika an.

A. Die Binnenfazies des Perm.

Die Dyas Deutschlands.

Allgemeine Literatur über die deutsche Dyas.

H. B. Geinitz, Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Leipzig 1861; Nachträge zur Dyas. I. 1880. II. 1882. III. 1884.

Fr. Frech, Die Dyas. Lethaea palaeozoica. II. Bd. 3. u. 4. Lief. Stuttgart 1901 u. 1902.

Die deutsche, zwischen die produktive Kohlenformation und die untere Trias eingeschaltete Schichtenreihe gliedert sich in zwei petrographisch und paläontologisch scharf geschiedene Abteilungen, eine untere, terrestre Konglomerat-Sandstein-Formation mit den Resten einer Landflora und -fauna, das Rotliegende, und eine obere Kalkstein-Dolomit-Gyps-Formation mit den Resten der verarmten Fauna flacher, dann wieder eintrocknender Meeresbuchten und salziger Binnenseen, die Zechstein-Gruppe.

1. Das Rotliegende.

Petrographischer Charakter. Das Rotliegende ist eine durchschnittlich 500 m, stellenweise, z. B. in Bayern, mehr als 2000 m mächtige Schichtenfolge von wesentlich fluviatilen Konglomeraten, Sandsteinen und Schieferletten. Die Konglomerate bestehen aus nuß- bis kopfgroßen Geschieben und Geröllen aller möglichen älteren Gesteine, so von Granit, Diabas, Diorit, Gneiß, Glimmerschiefer, Tonschiefer, Quarzit, Kiesel-

schiefer u. s. w. Zu ihnen gesellen sich namentlich in dem oberen Rotliegenden Geschiebe von Porphyren und von Melaphyr, welche von nur wenig älteren Ergüssen dieser Eruptivgesteine abstammen. Alle diese Rollstücke werden durch ein quarziges, toniges oder sandsteinartiges, selten kalkiges Bindemittel, welches in den meisten Fällen eine höchst charakteristische, durch Eisenoxyd bewirkte rote Färbung besitzt, mehr oder weniger fest zusammengehalten. Diese Konglomerate bilden zum Teil sehr mächtige Schichten, von denen grob- und feinkörnige mit einander abwechseln. Die Sandsteine sind meist aus eckigkantigen Körnern von Quarz, zuweilen (bei den Arkosen) auch solchen von Feldspat oder Kaolin und einem gewöhnlich tonigen, seltener kalkigen oder kaolinigen Bindemittel zusammengesetzt. Rote und rötlichbraune Farben herrschen vor, grüne und graue Färbung ist jedoch nicht ausgeschlossen. Die oberste Zone der Sandsteine und Konglomerate des Rotliegenden ist z. B. im Mansfeldischen, in Hessen und Thüringen durch Auslaugung entfärbt, hat eine weiße oder graue Farbe angenommen und ist deshalb Weißliegendes oder Grauliegendes genannt worden. Der Schieferletten oder Rötelschiefer, ein blut- bis bräunlichroter, sehr eisenoxydreicher Schieferton, tritt oft in mächtigen Zwischenlagerungen zwischen den Konglomeraten und Sandsteinen auf. Kalksteine und zwar Süßwasserkalke erscheinen nur sehr untergeordnet in der Schichtenreihe des Rotliegenden, bilden meist flach linsenförmige Einlagerungen, selten langanhaltende Bänke, und sind zum Teil versteinerungsführend (Stegocephalen im Plauenschen Grund bei Dresden und vom Ölberg bei Braunau in Böhmen). Letzteres ist auch bei den bituminösen Schiefertonen (Brandschiefern) der Fall, welche z. B. bei Weißig, Oschatz und Chemnitz in Sachsen, bei Oberhof in Thüringen, bei Hohenelbe in Böhmen u. a. O. im Rotliegenden flötzartige Lager bilden. Da sich die Ablagerung

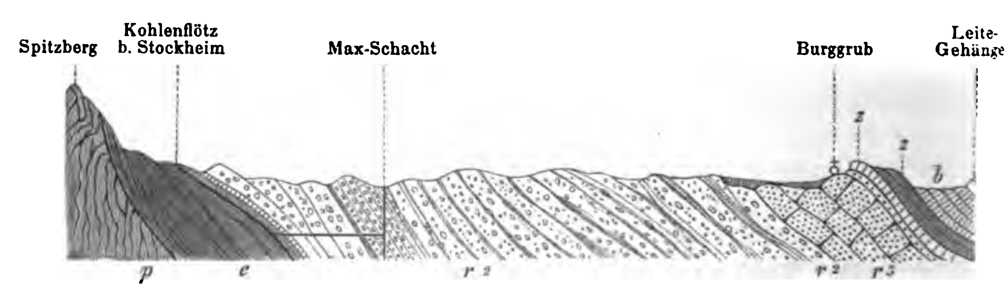


Fig. 319. Profil durch das Rotliegende und die Zechsteinformation von Stockheim am Frankenwalde. Nach *Gümbel*, geogn. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 555.
p Culm, *c* unteres Rotliegendes mit dem Stockheimer Kohlenflötz, r^2 mittleres Rotliegendes, r^3 oberes Rotliegendes, *z* Zechstein und rote Letten, *b* Lederschiefer und Sandsteine des unteren Buntsandsteines.

der unteren Dyas direkt an die Bildung der produktiven Kohlenformation anschließt, so kann es nicht auffallen, daß auch die unteren Horizonte des

Rotliegenden Steinkohlenflötze führen, welche jedoch bei weitem nicht die Mächtigkeit, Zahl und Bedeutung derjenigen des carbonischen Zeitalters besitzen. Solche kohlenführende Schichtenreihen sind die des Unterrotliegenden im Saar-Rheingebiete, im Döhlener Becken bei Dresden, in den Kladno-Pilsener Becken in Böhmen, ferner diejenigen bei Crock im Thüringer Walde, bei Stockheim in Bayern (Fig. 319), bei Grüna und Chemnitz in Sachsen, bei Manebach im Thüringer Walde, sowie das von Meisdorf und Opperode am nördlichen und dasjenige von Ilfeld am südlichen Harzrande. Endlich umschließen die Schiefertone und Letten des unteren Rotliegenden z. B. bei Lebach im Saargebiete versteinerungsreiche Nieren von tonigem Sphärosiderit in solcher Menge, daß dieselben als Eisenerz ausgebeutet werden. Auch Kupfererze (Malachit, Lasur, Kupferkies, Buntkupfererz) treten in dem Rotliegenden und zwar in Form von Imprägnationen namentlich bei Sangerhausen, als Sanderze im Weißliegenden, ferner an zahlreichen Stellen des nördlichen Böhmens auf, wo sie z. B. bei Böhmischbrod, Hohenelbe und Radowenz in bestimmten Sandsteinzonen konzentriert sind und Calamiten-Steinkerne imprägnieren und inkrustieren.

Paläontologischer Charakter. Die verhältnismäßig formenarme Fauna und Flora des Rotliegenden hat sich einen ausgesprochen paläozoischen Charakter bewahrt, schließt sich auf das engste an jene des carbonischen Zeitalters an und repräsentiert gewissermaßen die letzten Reste und Nachzügler der dahinschwindenden paläozoischen organischen Welt. Die Flora des Rotliegenden besteht aus cycadeenähnlichen Pflanzen, Coniferen und Calamiten, namentlich aber Farnen. Unter diesen sind die Geschlechter Calamites (mit dem charakteristischen C. gigas Brongn.), Annularia, (A. stellata), Asterophyllites (A. radiiformis), Sphenopteris (S. germanica), Neuropteris, Callipteris (C. conferta, Fig. 320, C. Naumanni), Callipteridium (C. gigas), Taeniopteris (T. multinervia, T. abnormis), Alethopteris, Odontopteris durch ziemlich zahlreiche Arten vertreten, auch die Gattung Pecopteris (P. arborescens Brongn.) ist weit verbreitet. Dahingegen sind Lepidodendron, Sigillaria und Stigmaria, so massenhaft in der carbonischen Periode, nur noch durch einige wenige seltene Arten vertreten. Auch Sphenophyllum kommt noch vor. Die Stämme der baumartigen Farne dieses Zeitalters sind z. T. durch Verkieselung in großer Schönheit erhalten. Hierher gehören Psaronius (Fig. 321) und Tubicaulis. Neben diesen Farnstrünken finden sich auch verkieselte Cordaiten- und Coniferen-Stammstücke von bis über einen Meter Durchmesser. Namentlich sind die Gegenden von Flöha und Chemnitz in Sachsen*), von Radowenz in Böhmen und der Kyffhäuser reich an solchen verkieselten Stämmen

*) O. Weber und T. Sterzel, XIV. Ber. d. naturw. Gesellsch. zu Chemnitz. 1900.

(Araucarioxylon). Eine große Bedeutung erlangen durch ihre Häufigkeit und Verbreitung die Zweige einer Conifere Walchia (Fig. 322) (W. filiciformis Schloth. sp. — W. piniformis Schloth. sp.) mit pfriemenförmigen, gekielten Blättern, sowie die ihr ähnliche Gattung Gomphostrobus.



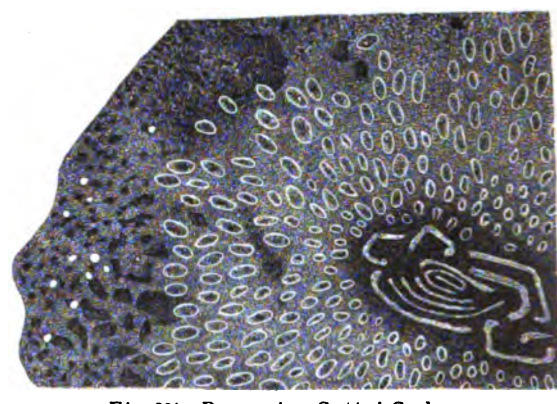
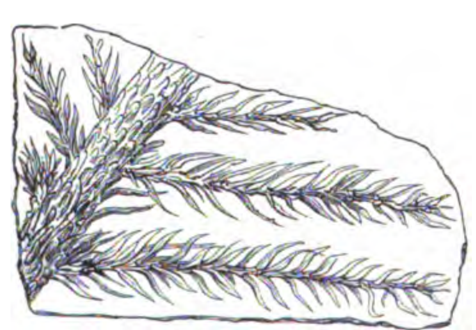


Fig. 321. Psaronius Cottai Corda.
Querschnitt eines Stammstückes mit bandförmigen Gefäßbündeln, umgeben von einer Schicht von Nebenwurzeln.

Fig. 320.
Callipteris conferta Brongn.



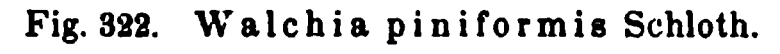


Fig. 322. Walchia piniformis Schloth.

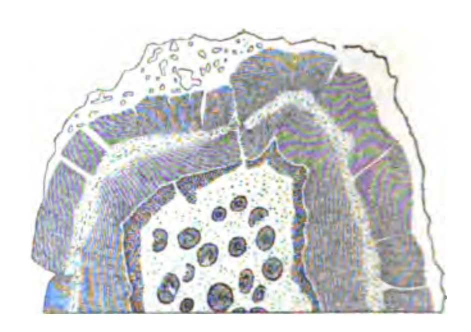


Fig. 323. Medullosa stellata Cotta. Nach *Sterzel*.

Die cycadeenähnlichen Pflanzen sind durch die Gattungen Pterophyllum und Medullosa (M. stellata, Fig. 323), die Cordaiteen durch mehrere häufige und weitverbreitete Arten von Cordaites und Cordaioxylon vertreten.

Die Fauna des Rotliegenden beschränkt sich naturgemäß auf Bewohner des Landes und des Süßwassers. Als solche sind zu nennen von Muscheln:

Anthracosia, von Insekten*) die Reste von Schaben (Blattina und Etoblattina; Weißig), ferner cyprisartige Schalenkrebse (Estheria) und Flohkrebse (Gampsonyx), namentlich aber von Fischen die heterocercalen, kleinschuppigen Ganoiden, vertreten durch Amblypterus (vratislaviensis F. Röm. und macropterus Ag.) und Acanthodes (gracilis F. Röm.), ferner Süßwasserhaie (Pleuracanthus Decheni Beyr.), sowie Dipnoier (Ctenodus obliquus Fritsch, dem lebenden Ceratodus nahestehend).

Eine große Entfaltung erlangen die Stegocephalen oder Schuppenlurche im mittleren Rotliegenden Deutschlands, welche sich durch ihre

Fig. 324. Archegosaurus Decheni Goldf. *a* Querdurchschnitt durch einen Zahn, vergrößert.

Fig. 325. Pelosaurus laticeps Credner. *d* Unterkiefer, *im* Intermaxillaria, *n* Nasalia, *l* Lacrymalia, *prf* Praefrontalia, *f* Frontalia, *p* Parietalia, *ptf* Postfrontalia, *po* Postorbitalia, *qj* Quadratojugalia, *j* Jugalia, *st* Supratemporalia, *sq* Squamosa, *so* Supraoccipitalia, *e* Epiotica, *sc* Scleralring, *th* Episternum, *co* Claviculae, *cl* Scapulae, *s* Coracoidea, *h* Humerus, *v* Wirbel, *c* Rippen.

bereits sehr weit gediehene Differenzierung in zahlreiche Gruppen und

*) E. Geinitz, N. Jahrb. 1873. S. 691 u. 1875. S. 1, sowie Nov. act. Leop. Carol. Bd. XLI. Pars II. 1880.

Gattungen und den auf solche Weise erzeugten Formenreichtum kundgibt. Manche Arten und zwar vorzüglich deren kiementragende Larven sind lokal in erstaunlicher Anzahl der Individuen vergesellschaftet. Hierher gehört das Vorkommen von Archegosaurus Decheni Goldf. (Fig. 324) und A. latirostris Jord. in den Sphärosiderit-Nieren der Lebacher Schichten

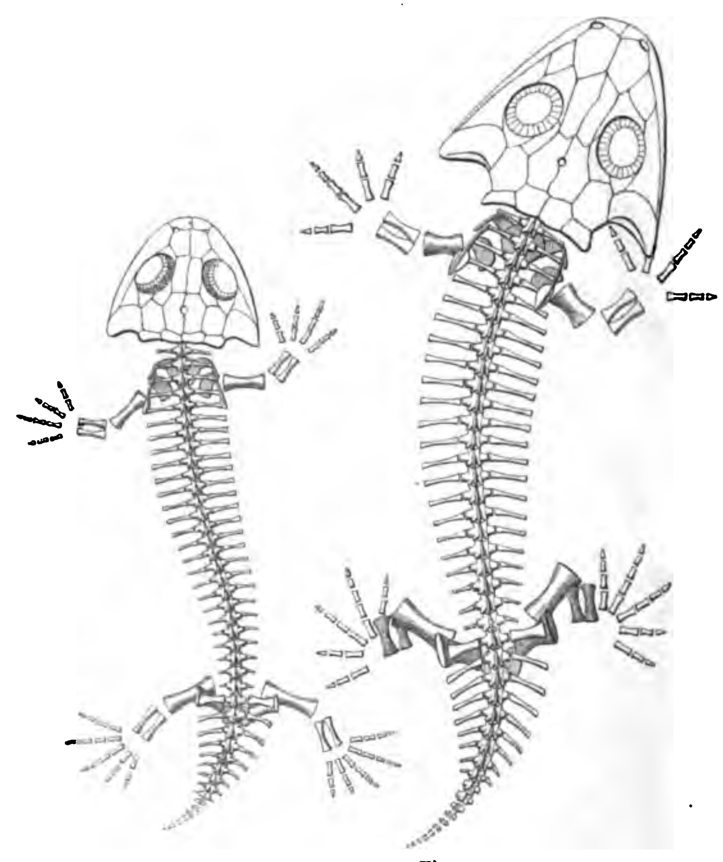


Fig. 326. Fig. 327.
Fig. 326. Branchiosaurus amblystomus Cred. (restauriert).
Fig. 327. Pelosaurus laticeps Cred. (restauriert; vergl. Fig. 325).
Beide mit Hinweglassung des Bauchpanzers.

des Saarbeckens*), — dasjenige von Branchiosaurus (Protriton) petrolei Gaudry im Mittel-Rotliegenden von Manebach, Oberhof (K. v. Fritsch) und Friedrichroda (E. Weiß) im Thüringer Walde, — endlich dasjenige von Branchiosaurus amblystomus Cred. (Fig. 326), Pelosaurus laticeps

* H. v. Meyer, Reptilien der Steinkohlenformation usw. Paläontograph. 1857. Bd. VI.

Cred. (Fig. 325 u. 327), Archegos. Decheni Goldf. (Fig. 324), Melanerpeton pulcherrimum A. Fr., Acanthostoma vorax Cred., Hylonomus Fritschi Gein. und Deichm. sp., Petrobates truncatus Cred., Discosaurus permianus Cred. und Sclerocephalus labyrinthicus aus einem Kalksteinflötze im mittleren Rotliegenden bei Niederhässlich im Plauenschen Grunde bei Dresden*).

Aus dem rotliegenden Kalke von Braunau in Böhmen sind von A. Fritsch beschrieben Branchios. umbrosus A. Fr., Melanerpeton pulcherrimum A. Fr., Chelydosaurus Vranyi A. Fr.; von demselben aus der Gaskohle von Nyrschan u. a. Branchiosaurus, Dolichosoma, Ophiderpeton, Urocordylus, Limnerpeton, Keraterpeton, Microbrachis**).

Zu diesen Amphibien gesellen sich nun im Kalkstein des Plauen'schen Grundes in Palaeohatteria longicaudata Cred. und Kadaliosaurus priscus Cred. die ersten, jedoch noch sehr primitiven, rhynchocephalenartigen Reptilien. Auch Fußtapfen z. T. riesiger Vierfüßler sind bekannt, so bei Friedrichroda, Tambach und Kabarz in Thüringen***), bei Hohenelbe in Böhmen.

Gliederung. Als typische Beispiele der Gliederung des innerhalb lauter isolierter, größerer oder kleinerer Senken zur Ablagerung gelangten Rotliegenden mögen an dieser Stelle die folgenden angeführt werden.

Das Rotliegende des **Saar-Rheingebietes** schließt sich eng an die obere Steinkohlenformation (die Ottweiler Schichten) an, und gliedert sich nach Weiß†) wie folgt:

II. Oberrotliegendes, ohne vulkanische Ergüsse und ohne organische Reste.

7. Kreuznacher Schichten (Grebe), Rötelschiefer und Sandsteine.
6. Waderner Schichten, grobe Melaphyr- und Porphyrkonglomerate und braunrote Sandsteine.

I. Unterrotliegendes.

5. Söterner Schichten, mit Porphyrtuffen und Ergüssen von Porphyrit und Melaphyr (Grenzmelaphyr).
4. Tholeier Schichten; Arkosen, Schiefertone und vulkanische Ergüsse.
3. Lebacher Schichten; graue Arkosen, Sandsteine und Schiefertone; schwache Kalksteinlager; zu oberst die toneisensteinführenden Acanthodes-

*) Herm. Credner, Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes. Teil I—X. Z. d. D. geol. G. 1881—1893. (Separat bei R. Friedländer u. Sohn, Berlin.) — Ders., Urvierfüßler des sächsischen Rotliegenden. Allg. verst. naturw. Abh. Nr. 15. Berlin 1891.

**) A. Fritsch, Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. Bd. I u. II. Heft 1 u. 2. Prag 1879—85.

***) W. Pabst, Z. d. D. geol. Ges. 1900. S. 48.

†) E. Weiß, Erläuterungen zu Blatt Lebach. 1889. — Ders., Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rhein-Gebiet. Bonn 1869 bis 1872.

Schichten mit Archegosaurus, Acanthodes, Amblypterus, Walchien, Cordaiten, Callipteris conferta, Odontopteris obtusa u. a., Stöcke und Lager von Quarzporphyr, Porphyriten und Melaphyr.

2. Obere Cuseler Schichten; Sandsteine, Arkosen, Schiefertone und Arkosen mit Kalkstein- und Kohlenflötzen; Walchien, Pecopteris arborescens, Callipteris conferta, Neuropteris imbricata, Anthracosien.

1. Untere Cuseler Schichten; rote Schiefertone und Sandsteine mit kalkigen Bänken; erstes Erscheinen von Callipteris conferta und Cal. gigas.

Darunter die Ottweiler Schichten des obersten Carbons (S. 472).

Das Rotliegende des **Schwarzwaldes** und zwar dasjenige der Gegend von Lahr wird von H. Eck*) wie folgt gegliedert:

3. Oberes Rotliegendes: roter Granitgrus mit Knauern von Dolomit und Schnüren von Carneol; rote Schiefertone und gefleckte Sandsteine; darunter lokal Porphyragglomerate.

2. Mittleres Rotliegendes: Porphyrtuffe, Porphyrdecken, gleichalterig mit rotem Schieferton, dieser mit Gampsonyx, Estheria, Walchia piniformis.

1. Unteres Rotliegendes: lichtgraue Arkosesandsteine wechselnd mit Schiefertonen (hieraus Calamites infractus, Neuropteris cordata, Odontopteris obtusiloba, Cordaites Roesslerianus und Ottonis).

Dieselbe Gliederung zeigt das Rotliegende von Oppenau im nördlichen Schwarzwalde, dessen unterster Stufe die früher zum Carbon gerechneten pflanzenführenden Schichten angehören**).

Auch im **Elsaß** ist das Rotliegende in gleicher Weise entwickelt***) und zwar sind dessen unterste (Trienbacher) Schichten Äquivalente derjenigen von Oppenau.

Das Rotliegende des **Thüringer Waldes** haben Beyschlag, Scheibe und Zimmermann†) wie folgt gegliedert:

III. Oberrotliegendes.

5. Tambacher Schichten, polygene und Porphyrkonglomerate mit Sandsteinen und Schiefertonen (Walchia, Tierfährten).

II. Mittelrotliegendes (= Lebacher Schichten).

4. Oberhöfer Schichten, vorwiegend Eruptivdecken, getrennt durch Tuffe. rote Sandsteine und Schiefer, Kalkschiefer mit Kalksteinlagen, bei Oberhof und Friedrichroda mit Branchiosaurus petrolei und Gampsonyx, Melaphyre, Porphyrite, Quarzporphyre, Orthoklasporphyre.

3. Goldlauterer Schichten, Konglomerate und grobe Sandsteine mit Schiefertonen, diese z. B. bei Crock mit schwachen Steinkohlenflötzen und mit z. B. Walchien, Cordaiten, Calamites gigas, Annularia stellata, Callipteris conferta; Goldlauterer Erznierenschiefer mit Acanthodes.

---

*) H. Eck, Erläuterungen zur geognostischen Karte der Umgegend von Lahr. Lahr 1884. S. 72.

**) T. Sterzel, Die Flora des Rotliegenden von Oppenau. Heidelberg 1895.

***) E. W. Benecke und L. van Werveke, Das Rotliegende der Vogesen. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. III. 1890. S. 45.

†) F. Beyschlag, Z. d. D. geol. Ges. 1895. S. 596. — Über Crock vergl.: Ders., Zeitschr. f. Naturw. Halle 1882. S. 571.

I. Unterrotliegendes (= Cuseler Schichten).

2. Manebacher Schichten, Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone mit schwachen Kohlen- und Kalksteinflötzen, so bei Manebach-Kammerberg, Gehlberg, Mordfleck; mit Walchien, Odont. obtusa, Pecopt. arborescens und abbreviata, Cal. gigas, Cal. Suckowii, Sigillaria Brardii u. a.
1. Gehrener Schichten, Arkosen, Schiefertone, Sandsteine, Breccien mit Steinkohlenschmitzen, z. B. bei Ruhla, Gehren, Stockheim mit Walchien, Callipt. gigas, Callipteris conferta, Pec. arborescens, Sigillaria orbicularis, Cordaites u. a., Porphyrite, Melaphyre, Quarzporphyre und Tuffe.

Die Pflanzenführung dieser Schichten hat Potonié beschrieben und parallelisiert die letzteren von rein paläontologischem Standpunkt wie folgt*):

4. Tambacher, Oberhöfer und Goldlauterer Schichten = Übergangszone zum Zechstein mit Ullmannia Bronni und Baiera digitata.
3. Crocker Schichten = Lebacher Schichten.
2. Manebacher und Gehrener Schichten = Cuseler Schichten.
1. Stockheimer Schichten = Übergangszone zum Carbon.

Im **Saalkreis** und am **östlichen Harze****) besitzt das Rotliegende folgenden Aufbau.

2. Oberrotliegendes, namentlich Porphyr- und Melaphyrkonglomerate und Sandsteine, 20 m.

   Schichtenlücke, der Mittelrotliegend-Zeit entsprechend.

1. Unterrotliegendes.
   d) Plastische Tone und Porphyrtuffe, erstere reich an Cordaites, ferner mit Walchia piniformis, Callipteris conferta, Odontopt. obtusa usw., 80 m;
   c) Erguß des Petersberger Porphyrs mit kleinen Krystalleinsprenglingen, 60 m;
   b) Walchienschichten mit Porphyritströmen, 100 m;
   a) Erguß des Landsberg-Löbejüner Porphyrs mit großen Krystalleinsprenglingen, Tuffe und Arkosen.

   Liegendes die Wettiner Schichten (S. 474).

Dem tiefsten Horizonte des Harzer Unterrotliegenden gehört nach Sterzel das Kohlengebirge von Ilfeld an (S. 474).

Im **erzgebirgischen Becken** lagert das Rotliegende diskordant auf



Fig. 328. Profil durch das erzgebirgische Rotliegend-Becken bei Chemnitz. Nach *Siegert*.
p erzgebirgischer Phyllit, *s* Silur von Draisdorf, *c* Culm von Ebersdorf, *r* Rotliegendes (*P* Quarzporphyr, *t* Tuff).

*) H. Potonié, Die Flora des Rotliegenden in Thüringen. Berlin 1893. — Ders., Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. Heft 21. Berlin 1896. S. 9.

**) K. v. Fritsch, Zeitschr. f. Naturw. Halle 1888. S. 114. — F. Beyschlag und K. v. Fritsch, Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. Heft 10. 1900.

der oberen produktiven Steinkohlenformation auf (Fig. 328) und gliedert sich nach Siegert und Sterzel*) von oben nach unten wie folgt:

2. **Oberes Rotliegendes.** Ziegelrote, oft kalkhaltige oder dolomitische Letten spielen eine wichtige Rolle, teils für sich als Schieferletten, teils als Bindemittel der Konglomerate und Sandsteine. Die Konglomerate enthalten Gerölle von Porphyren, Melaphyren und Tuffen. Einlagerungen von Eruptivgesteinen und deren Tuffen fehlen, ebenso organische Reste. Mächtigkeit bis 800 m. — Auf dieses obere Rotliegende folgen direkt die Plattendolomite des oberen Zechsteines.

1. **Mittleres Rotliegendes.**

b) Obere Abteilung. Vorherrschend braunrote Kaolinsandsteine, sowie Schieferletten und Konglomerate mit erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen. Lokal mit Kohlenflötzchen, Dolomit- und Kalkplatten. Mehrfache Ergüsse von Quarzporphyr, Melaphyr, Pechstein, sowie mehrfache mächtige Tuffeinlagerungen. Haupthorizont der verkieselten Coniferen, Cordaiten, Psaronien, Calamiten und Medullosen. Außerdem mit Callipteris Naumanni Gutb., Callipterid. gigas Gutb., Pecopt. pinnatifida Gutb., Pec. arborescens Schloth., Neurocallipteris gleichenoides Stur, Taeniopteris abnormis Gutb., Calamites infractus Gutb., Calam. gigas Brongn., Asteroph. radiiformis Weiß, Annularia stellata Brongn., Cordaites principalis Germ., Pterophyllum Cottaeanum Gutb., Walchien. Mächtigkeit bis 500 m.

a) Untere Abteilung. Vorherrschend grobe Konglomerate mit lokal bis metergroßen erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen, neben diesen solche von carbonischen Porphyren und Melaphyren, lokal Fragmente von Steinkohle. Mit verkieselten Cordaioxylon- und Araucarioxylon-Stämmen. Untergeordnet Quarzsandsteine, arkoseartige Sandsteine und zum Teil kalkhaltige Schieferletten. Vereinzelte Einlagerungen von Schiefertonen und Kohlenflötzchen (sog. wildes Kohlengebirge). Namentlich letzteres mit Sphenopteris fasciculata Gutb., Sphenopteris punctulata Naum., Mixoneura obtusa Weiß, Callipteridium gigas Gutb., Cordaites principalis Germ., Walchia piniformis Schloth., Araucarioxylon, Cordaioxylon.

Unteres Rotliegendes (Cuseler Stufe) fehlt. Das erzgebirgische Mittel-Rotliegende entspricht den Lebacher Schichten des Saargebietes. Gleiches gilt von den an Pflanzen- und Tierresten reichen Rotliegend-Ablagerungen von Saalhausen bei Oschatz und Weißig bei Pillnitz.

Das Steinkohlengebirge des **Plauenschen Grundes (des Döhlener Beckens)** zwischen Dresden und Tharandt**) gehört nach Sterzel dem Unterrotliegenden an.

---

*) Th. Siegert, Erläuterungen zu den Sektionen Chemnitz, Lugau und Meerane, sowie Profile durch das Steinkohlenrevier Lugau-Ölsnitz. — T. Sterzel, VII. Ber. d. naturw. Gesellsch. z. Chemnitz. 1878—1880. S. 155. — Ders., Flora des Rotliegenden im nordwestlichen Sachsen. Pal. Abhandl. Berlin 1886. Ferner: Erläuterungen zur Sektion Zwickau-Werdau. 1901. S. 124.

**) R. Beck, Erläuterungen zu den Sektionen Dresden, Wilsdruff, Kreischa und Tharandt; ferner Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893. S. 20. — R. Hauße, Profile durch das

Dieses flötzführende **Unterrotliegende** besteht aus grauen Sandsteinen, Schiefertonen und Konglomeraten mit 8 Steinkohlenflötzen, das oberste bis 5 m mächtig, zu unterst mit dem Lager von Wilsdruffer Porphyrit, enthält eine permo-carbonische Mischflora mit Callipt. praelongata Weiß, Taeniopteris Plauensis Sterz., Walchia piniformis Schloth., Calamites striatus Cotta, C. major Weiß, Psaronius polyphyllus O. Feist. u. a., aber keine Spur von Sigillaria und Lepidodendron. Das sich konkordant und ohne jede scharfe Grenze anschließende **Mittelrotliegende** besteht *a.* aus bunten Schieferletten, Sandsteinen und Tonsteinen mit einigen Kohlenflötzchen und Kalksteinbänken, letztere mit der S. 497 aufgezählten reichen Stegocephalen- und Saurierfauna, außerdem mit Pecopteris Geinitzi Gutb., Callipteridium gigas Gutb., Scolecopt. elegans Zen., Psaronien, Calamites cruciatus Sternb., Cal. gigas Brongn., Walchia piniformis Schloth. — *b.* zu oberst aus Gneiß- und Porphyrkonglomeraten nebst Breccientuffen, und einer Decke von Quarzporphyr.

Auch die oberen auf die Radnitzer Schichten (S. 477) folgenden Horizonte der Steinkohlen führenden Ablagerungen **Mittelböhmens** (die Nyrschaner Schichten mit der an Stegocephalen reichen Gaskohle, darüber die Kunova'er Schichten) sind nach C. Feistmantel dem Rotliegenden zuzurechnen.

Gesteinseruptionen während der Ablagerung des Rotliegenden. Zwischen den beschriebenen sedimentären Gesteinen des Rotliegenden und sehr zahlreichen Einlagerungen und Durchbrüchen von Eruptivgesteinen herrscht eine so innige Verknüpfung, daß die Gleichzeitigkeit ihrer Entstehung fraglos ist. Die Gesteine, welche während der Bildung des Rotliegenden, begleitet von Sand- und Aschenauswürfen, in glutflüssigem Zustande die bereits abgelagerten Schichten durchbrachen und sich auf diesen deckenartig ausbreiteten, so daß sie heute als mehr oder weniger mächtige, sehr häufig von neuem durch nur wenig jüngere Eruptivgesteine durchbrochene Zwischenlager erscheinen, sind Quarzporphyre, Orthoklasporphyre, Porphyrite und Melaphyre. Der Quarzporphyr ist durch eine ganze Reihe von Varietäten vertreten, welche in der Farbe und Struktur ihrer Grundmasse, in der Häufigkeit der Krystallausscheidungen und in dem Vorkommen von accessorischen Gemengteilen begründet sind. Sie treten in dem Rotliegenden wie die sämtlichen übrigen eben genannten Eruptivgesteine entweder gangförmig oder, und zwar gewöhnlich, lagerartig auf. So war der Thüringer Wald zur Zeit des Unter- und Mittelrotliegenden der Schauplatz großartiger Eruptionen sämtlicher obengenannter altvulkanischer Gesteine, welche sich zu Decken von z. T. gewaltiger Mächtigkeit aufstauten. In die nämliche Periode fällt der Ausbruch der Quarzporphyre, in welche sich das Saaletal zwischen Halle und Wettin eingeschnitten hat, sowie der Porphyrite und Quarzporphyre des Magdeburger Uferrandes. In Sachsen

---

Becken des Plauenschen Grundes. 3 Taf. Leipzig 1891. — T. Sterzel, Flora des Rotliegenden im Plauenschen Grunde. Mit 13 Tafeln. Abh. d. k. S. Ges. Wiss. Bd. XXXII. Leipzig 1893.

spielen dem Mittelrotliegenden angehörige Eruptivgesteine namentlich in dem zwischen Rochlitz, Leisnig, Wurzen und Leipzig gelegenen Areale eine sehr große Rolle, so daß neben ihnen die sedimentären Gesteine ganz in den Hintergrund treten. Die Eruptionen begannen hier mit Porphyriten (Leisnig, Kohren, Altenburg). Darauf folgen, lokal durch zwischengelagerte Tuffe von einander getrennt, mindestens 4 deckenförmige Ergüsse von verschiedenen Quarzporphyr-Varietäten, der oberste von Pyroxen-Quarzporphyr, welcher von Pyroxen-Granitporphyrgängen durchsetzt wird. Im erzgebirgischen Becken hingegen walten Sedimentärgesteine so vor, daß die decken- und stromförmigen Ergüsse von Melaphyr und Quarzporphyr nebst Pechstein nur wie dünne, aber weit ausgedehnte Bänke erscheinen (Fig. 328, 330 u. 331.) Bei Ilfeld am Harze bilden Melaphyr und

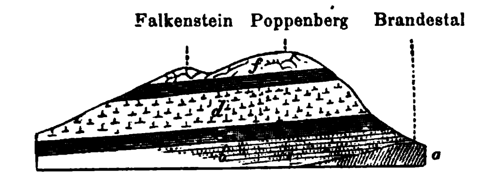
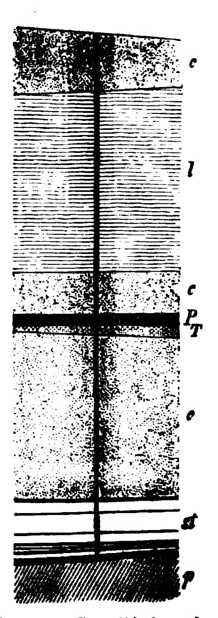


Fig. 329. Profil durch die Einlagerungen von Melaphyr und Porphyrit im Rotliegenden von Ilfeld. Nach *Naumann*.
a Unterdevon des Südharzes, *b* kohlenführender Komplex, *c* Schieferletten und Sandsteine, *d* Melaphyr, *e* Tonstein, *f* Porphyrit.



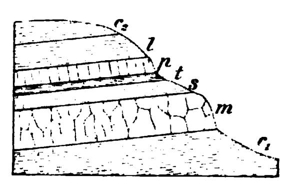


Fig. 330. Lager von Melaphyr und Quarzporphyr im Rotliegenden der Gegend von Zwickau.
c_1 Konglomerate und Letten, *m* Melaphyr, *s* Sandstein, *t* Porphyrtuff, *p* Quarzporphyr, *l* Letten, c_2 Konglomerate mit Porphyrgeröllen

Fig. 331. Profil durch den Deutschland-Schacht I (Tiefe = 694 m) bei Lugau. Nach *Siegert*. Mittelrotliegendes: *c* Konglomerate, *l* Letten, *P* Quarzporphyr, *T* Tuff, *st* produktive Steinkohlenformation, *p* Phyllite.

Porphyrit mächtige, dem Rotliegenden eingelagerte Platten (Fig. 329). Außerordentlich reich an stock- und gangförmigen Durchbrüchen, namentlich aber an regelmäßigen, bis 70 m mächtigen Lagern von Quarzporphyr, Porphyriten und Melaphyr ist das große Rotliegend-Territorium südlich vom Hunsrück. Ähnliche plattenförmige Einschaltungen der genannten Eruptivgesteine wiederholen sich im Odenwalde ebenso wie in Schlesien, so z. B.

bei Löwenberg, in noch großartigerem Maßstabe in dem Rotliegenden, welches, von Kreide überlagert, das niederschlesisch-böhmische Steinkohlenbassin ausfüllt. In dem nordöstlichen Böhmen offenbaren sich die nämlichen Erscheinungen.

Mit der Eruption dieser altvulkanischen Ergußgesteine und zwar vorzüglich der Quarzporphyre gingen sehr gewöhnlich Aschen- und Sandauswürfe Hand in Hand und lieferten das Material der Porphyrtuffe, welche in der Schichtenreihe des Rotliegenden eine so wichtige Rolle spielen. Diese meist wohlgeschichteten Tuffe (Krystalltuffe, arkoseartige Tuffe, Schlackentuffe und erdige oder silifizierte Tonsteine) umfassen nicht selten organische Reste, namentlich Abdrücke von Farnen, Calamarien, Cordaiten und Cycadeen, sowie verkieselte Farn-, Cycadeen- und Coniferenstämme, so z. B. im erzgebirgischen Becken. Der Zeisigwald bei Chemnitz und der Rochlitzer Berg in Sachsen sind derartige vulkanische Schuttkegel im Rotliegenden. Auch die Eruption der Melaphyre und Porphyre hat zu Tuffbildungen und Anhäufungen von schlackigen Bomben Veranlassung gegeben.

An den jüngst erst emporgestiegenen Porphyren, Melaphyren und Porphyriten fanden die Gewässer der permischen Periode Gelegenheit zur Ausübung ihrer zerstörenden Tätigkeit. Ihre zu Geröll abgerundeten Bruchstücke und Auswürflinge lieferten ein Hauptmaterial gewisser Konglomerate des Rotliegenden, welche sie oft ausschließlich zusammensetzen und die dann Porphyr-, Porphyrit- und Melaphyrkonglomerate genannt werden (z. B. im Döhlener Becken in Sachsen, am südlichen Harzrande, in Thüringen).

Die Eruptivgesteine des Rotliegenden sind nicht selten das Muttergestein wertvoller Erzlagerstätten geworden. Besonders bemerkenswert sind die Gangvorkommen von Manganerzen, welche sich in ganz ähnlicher Weise im Thüringer Walde und am Harz wiederholen*). Die thüringische Hauptfundstelle derselben ist die Umgebung von Elgersburg, wo Pyrolusit und Psilomelan als Ausfüllung von bis zu 5 m mächtigen Spalten im Porphyr aufsetzen. Minder bedeutend sind die dem vorigen analogen Vorkommen des Braunsteins am Örenstock bei Ilmenau und am Gottlob bei Friedrichroda, nur daß hier einzelne der Gänge im Melaphyr brechen. War das vorherrschende Manganerz Thüringens Pyrolusit und Psilomelan, so führen die im Porphyrite bei Ilfeld am Harz aufsetzenden Braunsteingänge außer jenen namentlich Manganit, zum Teil in ausgezeichneten Krystallen. — In den Sandsteinen und Schiefern, Hornsteinen, Konglomeraten, Melaphyren und Porphyren des Rotliegenden der Pfalz setzen Gänge auf,

---

*) Heinr. Credner, Geognostische Verhältnisse des Thüringer Waldes u. Harzes. Gotha 1843. S. 130.

deren Ausfüllung vorwaltend aus Letten besteht, in welchen Quecksilbererze, nämlich gediegenes Quecksilber, Amalgam und Quecksilberhornerz, vorzüglich aber Zinnober in Schnüren, Adern und Drusen eingesprengt sind. Stellenweise ist das Nebengestein dieser Gänge und zwar namentlich des Hornsteines und Sandsteines bis auf mehrere Lachter Entfernung von zarten Adern und feinen Einsprenglingen derselben Erze durchdrungen, ebenso sind die benachbarten Kluftwände von solchen überzogen.

2. Die Zechstein-Formation.

Die Zechsteinformation*) bildet die obere Abteilung der Dyas Deutschlands, ist das Ablagerungsprodukt einer zeitweiligen, verhältnismäßig kurzen Transgression des permischen Nordmeeres und des dann erfolgten Eintrocknens der nach dem erneuten Rückzuge desselben zurückgelassenen Binnenseen und baut sich in den Distrikten ihrer vollständigen Ausbildung, und zwar typisch am südlichen Harzrande und in der Mansfelder Gegend, sowie in Ostthüringen aus folgenden Gliedern auf, deren Mächtigkeit freilich lokal sehr schwankt:

1. Unterer Zechstein.

a. Zechsteinkonglomerat, 1—2 m mächtige kalkige Sandsteine, weißgraue Letten oder kalkige, hellgraue, grandige Konglomerate mit Geröllen von Grauwacke, Kieselschiefer und Quarz. In der Gegend von Gera kommen in dieser Zone Rhynchonella Geinitziana Vern. und Productus Cancrini Vern. vor.

Früher ist das Zechsteinkonglomerat öfters identifiziert worden mit dem Weißliegenden, z. B. Mansfelds. Hier fehlt ersteres jedoch fast vollständig und tritt erst weiter im Westen zwischen Sangerhausen und Steina als stete Unterlage des Kupferschiefers auf, wobei es die weißen Konglomerate und Sande des Rotliegenden (Weißliegendes) überlagert.

b. Kupferschiefer, ein schwarzer bituminöser Mergelschiefer von höchstens 0,6 m Mächtigkeit, der sich durch drei Eigenschaften ganz besonders auszeichnet: seinen Bitumengehalt, seine Erzführung und seinen Reichtum an Fischresten. Die Erzführung beschränkt sich jedoch im wesentlichen auf

---

*) Schrader, Der Mansfelder Kupferschieferbergbau. 2. Aufl. Eisleben 1881. — F. Beyschlag, Geologische Karte der Mansfelder Mulde. Berlin 1893. — O. Speyer, Zechstein des westlichen Harzrandes. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1880. S. 80. — J. H. Kloos, Zechstein am nordwestlichen Harzrand. Ebend. 1891. S. 126. — Th. K. Liebe, Zechstein von Gera. Z. d. D. geol. Ges. 1855. S. 406, und Schichtenaufbau Ostthüringens. Berlin 1884. S. 56. — H. Bücking, Zechstein von Schmalkalden. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 29. — H. Pröscholdt, Zechstein an der Südostseite des Thüringer Waldes. Ebend. 1886. S. 165. — H. Loretz, Zechstein am westlichen Thüringer Wald. Ebend. 1889. S. 221. — E. Holzapfel, Zechstein am Ostrande des Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirges. Görlitz 1879. — A. Denckmann, Zechstein von Frankenberg. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1891. S. 234. — A. Leppla, Zechstein im Waldeckischen. Ebend. 1890. S. 40. — H. Bücking, Der nordwestliche Spessart. Berlin 1892. S. 133.

die unterste, etwa 0,1 m mächtige Lage, den eigentlichen Kupferschiefer. Dieser enthält dann außerordentlich feine, staubartige Partikelchen von Kupfererzen (Kupferkies, Buntkupferkies, Kupferglanz, Kupferindig und gediegen Kupfer), sowie Bleiglanz, Schwefelkies, Kupfernickel und endlich gediegen Silber eingesprengt. Wo dieser Erzgehalt einigermaßen beträchtlich ist, wie dies am südlichen Harzrande im Mansfeldischen, sowie bei Riechelsdorf in Hessen und bei Ilmenau in Thüringen der Fall ist, werden diese Kupferschiefer abgebaut und verhüttet. In erstgenanntem Distrikte sind sie trotz der geringen Mächtigkeit der schmelzwürdigen Lage und trotzdem sie nur 2—3 Prozent Kupfer mit 250 g Silber auf 50 kg Kupfer führen, das Objekt einer der großartigsten berg- und hüttenmännischen Unternehmungen Deutschlands geworden, welche 19500 Arbeiter beschäftigt und 1901 eine Ausbeute von 381600 Zentn. (= 19080000 kg) Kupfer und 99132 kg Feinsilber erzielte. Eine derartige Erzführung erstreckt sich freilich nicht auf die ganze Ausdehnung des Kupferschiefers, beschränkt sich vielmehr bis auf wenige Ausnahmen namentlich auf den Südrand des Harzes und die beiden obengenannten Punkte.

Der Kupferschiefer ist lokal reich an Resten von heterocercalen, kleinschuppigen Ganoidfischen und zwar von Palaeoniscus Freieslebeni Agass. (Fig. 332), Platysomus striatus Agass. (Fig. 333) und Acrolepis

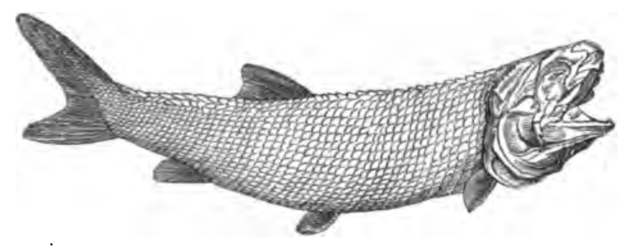


Fig. 332. Palaeoniscus Freieslebeni Agass.

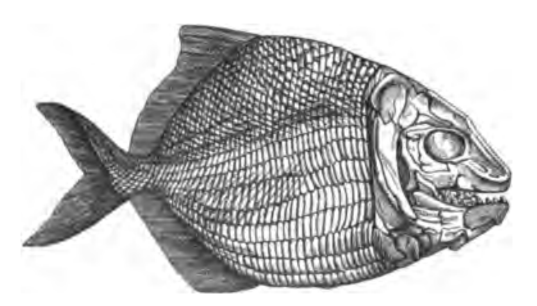


Fig. 333. Platysomus striatus Agass.

asper Agass.; er führt außerdem Lingula Credneri Gein., Zweigenden Früchte und Blätter von Ullmannia Bronni Göpp. (Fig. 334) und von

Voltzia Liebeana Gein., sowie zahlreiche Algen. Aus ihm endlich stammen auch die Reste von Proterosaurus Speneri v. Meyer, einem rhynchocephalenartigen Reptil. Das Kupferschieferflötz besitzt trotz seiner geringen Mächtigkeit eine außerordentlich stetige und weite Verbreitung. Im Mansfeldischen umgibt es völlig wie ein Kleid, durch Lagerungsstörungen in mannigfachen Faltenwurf gebracht, das Obercarbon und Rotliegende, umgürtet in größter Regelmäßigkeit die Abfälle des Harzes, des Thüringer Waldes und erscheint unterhalb der jüngeren Formation Hessens und der Gegend von Osnabrück und Ibbenbüren an der Oberfläche. Über die Ursächlichkeit des Metallgehaltes des Kupferschiefers gilt das S. 165 Gesagte.

c. Zechstein, ein plattiger, grauer, dichter, fester Kalkstein von gewöhnlich 5—10, ausnahmsweise 30 m Mächtigkeit. Er ist es, welcher in Deutschland die Hauptmasse der marinen Tierreste der permischen Periode

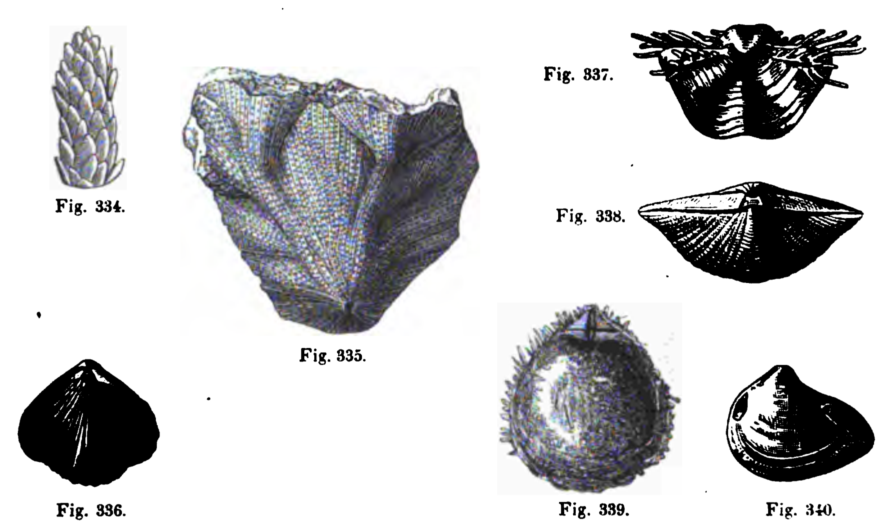


Fig. 334. Fig. 335. Fig. 336. Fig. 337. Fig. 338. Fig. 339. Fig. 340.

Fig. 334. Zweigende von Ullmannia Bronni Göpp. — Fig. 335. Fenestella retiformis Schloth. — Fig. 336. Camarophoria Schlotheimi v. B. — Fig. 337. Productus horridus Sow. — Fig. 338. Spirifer undulatus Sow. — Fig. 339. Strophalosia Goldfussi Münst. — Fig. 340. Steinkern von Schizodus obscurus Sow.

umschließt, welche gegenüber der ozeanischen Fazies anderer Gebiete die verarmte Fauna einer Flachsee repräsentiert. Dieselbe besteht zunächst aus den sparsamen Resten von Protozoën (z. B. Nodosaria) und von Echinodermen (Cyathocrinus und Eocidaris). Etwas reichlicher ist die Vertretung der Korallen durch einige Zoantharia rugosa und tabulata (Polycoelia, Cyathophyllum und Stenopora), verhältnismäßig stark sind lokal die Bryozoën in Fenestella, Acanthocladia und Polypora entwickelt, von denen Fenestella retiformis Schloth. (Fig. 335) ein treffliches Leitfossil des Zechsteines ist. Von allen niederen Tieren aber herrschen die Brachiopoden

weit vor allen übrigen vor und liefern die charakteristischsten und weitest verbreiteten Zechsteinformen. Hierher gehören Productus horridus Sow. (Fig. 337), Spirifer undulatus Sow. (Fig. 338), Strophalosia Goldfussi Münst. (Fig. 339), die Rhynchonella-ähnliche Camarophoria Schlotheimi v. Buch (Fig. 336), Terebratula elongata Schloth. und endlich Lingula Credneri Gein. Die Zweischaler erreichen in der permischen Periode im Vergleich mit den übrigen Vertretern der Tierwelt bereits eine größere Wichtigkeit als in früheren Zeitaltern, neigen sich in ihrem allgemeinen Charakter mehr nach den mesozoischen Zweischalern hin und gehören vorzugsweise den Geschlechtern Mytilus, Pecten, Arca, Gervillia, Leda, Allorisma und Schizodus, einem Vorläufer der Trigonien, endlich Prospondylus, dem Vorfahren der Spondyliden, an. Zu den gewöhnlichsten organischen Resten des Zechsteines sind Schizodus obscurus Sow. (Fig. 340), Avicula (Pseudomonotis) speluncaria Schloth., Arca striata Schloth., Mytilus Hausmanni Goldf., Pecten pusillus Schloth., Gervillia ceratophaga Schloth. zu zählen. Die Gastropoden sind in der Zechsteingruppe nur durch wenige Gattungen (namentlich Turbo, Pleurotomaria, Loxonema, Natica, Dentalium) und etwa 20 Arten, sowie durch spärliche, unansehnliche und kleine Individuen vertreten. Die Cephalopoden haben sich aus dem flachen Zechsteinmeere zurückgezogen und beschränken sich in dessen Sedimenten auf einige wenige Repräsentanten, welche der Gattung Nautilus angehören. Gar nicht mehr sind die Trilobiten, deren nahes Erlöschen in dem carbonischen Zeitalter bereits vorbereitet wurde, in der permischen Formation Deutschlands vertreten. So gehört denn gerade diese Armut an Cephalopoden, sowie das vollständige Fehlen der Trilobiten zu den hervorstechendsten Eigentümlichkeiten der deutschen Zechsteinfauna.

Für die unteren Lagen des Zechsteins ist vor allen Productus horridus Sow. und Spirifer undulatus Sow. charakteristisch, — für seine oberen Fenestella retiformis Schloth., Schizodus obscurus Sow., Gervillia ceratophaga Schloth., Avicula speluncaria Schloth., Pecten pusillus Schloth., Terebratula elongata Schloth., Camarophoria Schlotheimi v. Buch, Strophalosia Goldfussi Münst. bezeichnend.

2. Mittlerer Zechstein.

Derselbe besteht zu unterst aus Anhydrit und Gyps (älterem Gyps), lokal begleitet von Steinsalz, sowie aus Rauchwacke und Asche, — darüber aus Stinkkalken oder an deren Stelle aus dem Hauptdolomit. Sehr charakteristisch ist vielerorts ein reichliche Anhydritknötchen führender dolomitischer Stinkschiefer, der an seinem Ausgehenden nach Auslaugung ersterer als Blasenschiefer erscheint. Die Rauchwacke ist ein krystallinisch körniger Dolomit von grauer, ins Gelbe und Braune verlaufender Farbe, oft porös und drusig, und fühlt sich rauh und scharf an. Sie

führt Aucella Hausmanni Goldf., Gervillia ceratophaga Schloth., Schizodus obscurus Sow. u. a. An manchen Punkten, so bei Kamsdorf in Thüringen, wird die Rauchwacke durch einen porösen, außerordentlich eisenreichen Kalkstein vertreten, in dessen zahlreichen Drusen und Klüften Aragonit auskrystallisiert ist. Die Asche ist z. T. ein feinsandiges, loses, zerreibliches Aggregat von kleinen Anhydrit- oder Dolomitkryställchen, gewöhnlich bitumenreich und dunkelbraun gefärbt.

3. **Oberer Zechstein.**

Das Hauptglied der oberen Abteilung der Zechsteingruppe bilden rötliche oder bläuliche Letten, welche in Thüringen, Sachsen und Niederhessen durch einen Komplex von Dolomitbänken (den Plattendolomit) in eine untere und eine obere Abteilung gegliedert werden. Die Letten führen Stöcke und Einlagerungen von Steinsalz, sowie von feinkörnigem bis dichtem, weißem oder grauem Gyps, welcher nur undeutlich oder gar nicht geschichtet, aber vielfach zerklüftet, ausgenagt und zerrissen ist (Fig. 341). Seine bedeutenderen Ablagerungen umschließen, so bei Sangerhausen, Ellrich, Stolberg u. a. O., Höhlen, sog. Gypsschlotten, welche der

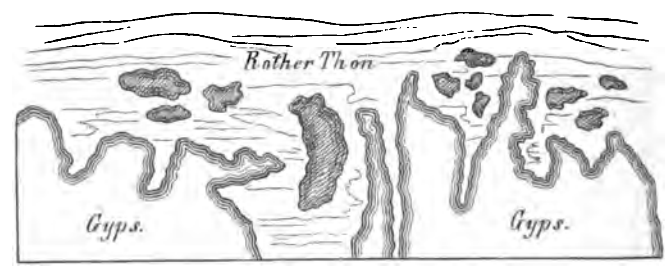


Fig. 341. Gypsstöcke und -klötze im roten Tone des oberen Zechsteins, an der Diebskammer unfern Eisleben.

Auflösung und Wegführung des Gypses durch Gewässer ihren Ursprung verdanken (siehe S. 92 und 115). Brechen die Decken solcher nahe der Erdoberfläche gelegenen Schlotten zusammen, so bilden sich Erdfälle (siehe S. 117). Nach der Tiefe zu geht der Gyps häufig in Anhydrit über, aus welchem er durch Aufnahme von Wasser entstanden ist (siehe S. 95).

Über die meist sehr ähnliche Gliederung der Zechsteinformation verschiedener Gebiete Deutschlands liefert die nebenstehende Tabelle eine übersichtliche Zusammenstellung.

Im südöstlichen Thüringen ist der untere und mittlere Zechstein durch ein Bryozoen-Riff vertreten, welches aus lauter unter sich gleich hohen Tafelbergen von Dolomit besteht, die sich in langer gekrümmter Linie, entsprechend der alten Küstenlinie des Zechsteinmeeres, auf der Strecke von Köstritz über Neustadt, Pößneck und Könitz bis Blankenburg aneinander reihen, sich im Westen des Thüringer Waldes bei Thal unweit Eisenach

Gliederung der Zechsteinformation.

	Südlicher, nördlicher und westlicher Harzrand und Kyffhäuser nach *Beyrich*, *Mösta* und neueren Bohrungen	Östliches Thüringen nach *Liebe*	Niederhessen nach *Mösta*	Frankenberg nach *Denckmann*	Im Waldeckischen nach *Holzapfel* und *Leppla*	Wetterau nach *Bücking*	Spessart nach *Bücking*
Oberer Zechstein	Letten mit Dolomitknauern (am Südrande d. Kyffhäusers auch Plattendolomit) und Gyps mit dem oberen Steinsalz, den Mutterlaugensalzen und dem unteren Steinsalz	Obere Letten mit Gyps	Obere Letten mit Gyps	Obere, kalkige Konglomerate, Sandstein mit dolomit. Kalklinsen und Letten (Ullmannia), lokal mit Kupfererzen (Geismarer Kupferletten), an der Basis das kalkige oder mergelige Kupfererzflötz des Stäteberges.	Obere Konglomerate	Obere Letten mit Kalksteinbänken. Rauchwacke.	Rote und hellblaue Letten mit Rauchwacken
		Plattendolomit	Plattendolomit		Graue und gelbliche Dolomite		
		Untere Letten mit Gyps	Untere Letten mit Gyps	Untere Konglomerate und Sandstein.	Zellige Kalke, Letten mit Gyps		
Mittlerer Zechstein	Stinkschiefer	—	—	—	Weiße Kalke bis 30 m mächtig	Rote Schiefertone mit Salzton, nach unten bläuliche und grünlichgraue Mergel	Hauptdolomit zum Teil vertreten durch Eisenstein
	Hauptdolomit	—	Hauptdolomit				
	Rauchwacke	Rauchwacke	—				
	Anhydrit (älterer Gyps) / Dolomit / Asche	—	Anhydrit (älterer Gyps) / Poröse Kalke / Asche				
Unterer Zechstein	Zechstein	Riffazies / Zechstein	Zechstein	—	Konglomerate (Schloß Waldeck bis Jesberg) / Bituminöse Kalke (Stinkkalke) / Zechsteinkalk mit Mergel- u. Lettenzwischenlagen, z. T. kupfererzführend	Bläulichgrauer bis dunkler Mergel; unten dunkle Kalksteine	Zechstein und Mergelschiefer, z. T. vertreten durch Eisenstein und Dolomit
	Kupferschiefer	Kupferschiefer	Kupferschiefer			Kupferschiefer (Haingründau)	Kupferletten
	Zechsteinkonglomerat	Zechsteinkonglomerat	Zechsteinkonglomerat	—	—	Zechsteinkonglomerat	Zechsteinkonglomerat

und bei Liebenstein-Altenstein wiederholen, und oft von Klüften und Höhlungen, lokal auch von zusammenhängenden Höhlensystemen durchzogen sind (Altensteiner Höhle). Am Aufbau dieses Dolomitriffes haben sich neben der sog. Spongia Schubarthi namentlich beteiligt die Bryozoengattungen Acanthocladia (dubia und anceps), Fenestella (retiformis), Phyllopora (Ehrenbergi). Ihnen gesellen sich als charakteristische Riffbewohner zu: Cyathocrinus ramosus, Strophalosia Goldfussi, Terebratula elongata u. a.*).

Das bedeutsamste Glied der oberen Zechsteinformation ist das Steinsalz nebst seinen Begleitern, den Magnesia- und den namentlich wertvollen Kalisalzen**). Ihre größte Verbreitung besitzt die Ablagerung der letzteren in der Mulde zwischen dem nördlichen Harzrande und dem Grauwacke-Rotliegend-Rücken von Gommern, Magdeburg und Alvensleben, wo sie z. B. bei Bernburg, Staßfurt, Aschersleben, Westeregeln, Schönebeck, Vienenburg und Thiede und von da aus in nordwestlicher Streichrichtung der Staßfurter Mulde bei Salzgitter und Wolfenbüttel, am Huy und an der Asse im Herzogtum Braunschweig, außerdem in der Provinz Hannover bei Hildesheim, Fallersleben, Dahlum, Groß-Rühden und in der Gegend von Hannover, endlich im Westen des Harzes bei Freden und Salzderhelden durch zahlreiche Bohrungen und zum Teil großartigen Bergbau erschlossen ist. In fast dieser ganzen Ausdehnung finden sich zwei Steinsalzlager, die zum Teil durch Anhydrit und Salzton, sowie durch eine Ablagerung von Mutterlaugensalzen (leichtlöslichen Kali- und Magnesiasalzen) getrennt werden (vergl. Fig. 342), welche letzteren sich jedoch in einem höheren Niveau, nämlich im oberen, bis 500 m mächtigen Steinsalzlager, nochmals wiederholen können (so bei Douglashall, Salzdetfurth, Osterlinde, Wehningen). Das untere dieser Lager von Kalisalzen wird z. B. bei Staßfurt, Leopoldshall und Vienenburg abgebaut. Bei Staßfurt, wo sich die Salzformation und der sie überlagernde Buntsandstein sattelförmig (zum »Rogensteinsattel«) emporwölbt, ist das obere Steinsalzlager nicht vorhanden, vielmehr werden die im Hangenden des unteren Steinsalzlagers anstehenden Kali- oder Abraumsalze (Fig. 342 *e*) am Abfalle des Sattels direkt überlagert von Salzton (*d*), Anhydrit (*an*), Gyps (*g*) und Buntsandstein (*b*). Die Mächtigkeit des Salzgebirges beträgt hier etwa 900 m. Seine untere Hauptmasse besteht aus reinem Steinsalz (Fig. 342 *st*), welches durch dünne, vollkommen parallele Schnüre von Anhydrit in Bänke von 0,08—0,16 m Stärke geteilt wird (Anhydrit-Region des Salzlagers). Auf ihm ruht ein 66 m mächtiger Komplex eines unreinen, und zwar mit Chlormagnesium gemengten

---

*) Th. Liebe, Z. d. D. geol. Ges. 1857. S. 420; Erläuterungen zu Sektion Neustadt a. O. 1881; zu Sektion Ziegenrück. 1888; Humboldt. Bd. II. 1883. Heft 7.

**) F. Bischof, Die Steinsalzwerke bei Staßfurt. 2. Aufl. Halle 1875. — C. Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlager. Halle 1877. — Precht, Die Salzindustrie von Staßfurt. Staßfurt 1885. — Kloos, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. S. 115, u. 1897 S. 412.

Steinsalzes, welches von parallelen Polyhalit-Schnüren durchzogen wird (Polyhalit-Region; Fig. 342 *stp*). Darauf folgt eine 60 m mächtige Zone, in welcher neben Steinsalz und mit ihm wechsellagernd schwefelsaure Verbindungen, nämlich Kieserit in bis fußmächtigen Bänken vorwalten (Kieserit-

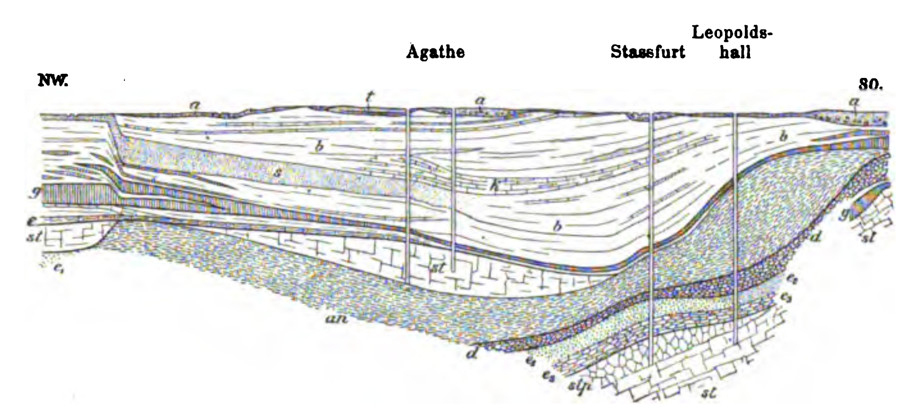


Fig. 342. Profil durch die südöstliche Hälfte der Egeln-Staßfurter Kalisalzmulde mit dem unteren und oberen Lager von Steinsalz und Abraumsalzen. Nach *Ochsenius*.
Rechts (Staßfurt und Leopoldshall): *st* unteres Steinsalzlager, *stp* Steinsalz, unrein, mit Polyhalit-Schnüren (Polyhalit-Region), e_1—e_3 Abraumsalze (e_3 Kieserit-Region, e_2 Kainit-Region, e_1 Carnallit-Region), *g* Gyps, *d* Salzton, *an* Anhydrit, *b* Buntsandsteinformation (hauptsächlich Tone und Schieferletten mit eingelagerten Bänken von Rogenstein *k*), *t* Tertiär, *a* Diluvium und Alluvium. — Mitte und links: *an* Anhydrit (direkte Fortsetzung des Staßfurter Anhydritlagers), *st* obere Steinsalzlager, *e* obere Abraumsalze (e_1 Carnallit), *g* oberer Gyps, *b* Buntsandsteinformation (*s* Sandsteine).

Region; Fig. 342 e_3). Die oberste Lage von 45 m wird durch eine Schichtenfolge zoll- bis fußstarker, bunt gefärbter Lagen von Steinsalz und Carnallit gebildet (Carnallit-Region; Fig. 342 e_1). Nach dem Ausgehenden zu treten an Stelle des Carnallites als dessen sekundäre Umwandlungsprodukte Sylvin und Kainit, die wertvollsten Kalisalze (e_2).

Auch in der Bucht zwischen Harz und Thüringer Wald sind bei Eisleben, Heldrungen, Bleicherode, Sondershausen und Worbis, ferner am Südrande des Thüringer Waldes bei Salzungen, endlich im Norddeutschen Flachlande bei Lübtheen in Mecklenburg und bei Rüdersdorf unweit Berlin Kalisalze in Verknüpfung mit Steinsalzlagern erbohrt worden und zum Teil bereits im Abbau begriffen.

Die Mächtigkeit einzelner deutscher Steinsalzlager ist eine gewaltige und erreicht in den Bohrlöchern von Sperenberg südlich von Berlin (s. S. 9) und von Unseburg nordwestlich von Staßfurt fast 1200 m.

Gangförmige Erzlagerstätten in der Zechsteingruppe. Die Schichtenreihe der Zechsteingruppe wird an zahlreichen Punkten ihres Auftretens von Klüften und Spalten, sog. Rücken durchsetzt, in welchen neben Kalkspat, Baryt und Quarz mancherlei Kupfer-, Blei-, Kobalt- und

Nickelerze zur Ablagerung gelangt sind. Weder die Erstreckung dieser Rücken, noch die Tiefe, bis zu welcher sie in abbauwürdiger Erzführung niedersetzen, pflegt beträchtlich zu sein, indem letztere meist aufhört, sowie sie nach unten das Rotliegende, nach oben den Buntsandstein erreicht hat. Durch sie werden die Schichten der Zechsteingruppe gegen einander verworfen, und zwar gewöhnlich nur um wenige, ausnahmsweise 20, 30 oder mehr Meter. Bei Mansfeld und Sangerhausen sind diese Rücken und die ihnen benachbarten Zonen des Kupferschiefers besonders erzführend. Die Kupfer- und Kobalterzgänge von Kamsdorf in Thüringen*) sind Ausfüllungen solcher im Zechstein und in dessen Liegendem, den Culmschiefern, aufsetzenden Verwerfungsspalten. Ihre Hauptgangart ist Baryt. Derselbe führt in den unteren Teufen Schwefelmetalle, nämlich Kupferkies, Fahlerz, Speiskobalt, Nickelkies, in den oberen Teufen hingegen oxydische Erze, so Ziegelerz, Malachit, Lasur, Kobaltblüte und Erdkobalt. Längs dieser Erzgänge sind Teile des unteren und mittleren Zechsteines auf wechselnde Entfernung in Eisenstein mit Nestern und Schnüren von Kupfer- und Kobalterzen umgewandelt worden. Ganz ähnlicher Natur sind die Kobaltgänge von Katterfeld und Glücksbrunn**). Bei Riechelsdorf führen ganz analoge Spaltenbildungen, welche in großer Anzahl das Weißliegende und den Zechstein durchsetzen, Speiskobalt, Kupfernickel, Kupferfahlerz, Kupferkies, Erdkobalt, Kobalt- und Nickelblüte. Ihr Reichtum konzentriert sich in dem Weißliegenden-Niveau und pflegt sich nach oben zu vermindern. Der gleichen Gangformation sind die Kobalt-Nickelgänge von Bieber am Spessart zuzurechnen. Der Zechsteinformation gehören auch die Eisensteinlagerstätten der Schmalkaldener Gegend in Thüringen, namentlich die des Stahlberges und der Mommel an. Es sind Einlagerungen im Zechsteindolomit, welche in ihrer ganzen Erstreckung an eine große Dislokationsspalte gebunden sind, durch die der Buntsandstein in das Niveau des Zechsteines verworfen wird. Die Eisenerze dieser Lagerstätten sind dadurch entstanden, daß auf dieser Spalte zirkulierende eisenhaltige Wasser den Zechstein in Spateisenstein und Brauneisenstein umwandelten***).

Die Verbreitung der deutschen Dyas. Die Dyas umgürtet den westlichen, südlichen und östlichen Rand des Harzgebirges in schmalen Streifen. Die Gypshügel, welche wie eine weiße Mauer auf der ganzen eben bezeichneten Strecke dem Harzrande parallel laufen, gehören ebenso wie die Kupferschiefer von Mansfeld dem Zechstein, die Melaphyre, die Porphyre und das Kohlengebirge von Ilfeld dem untersten Rotliegenden an. Dem Nordrande des Harzes gegenüber tritt das Rotliegende und der Zechstein auf Culm

*) F. Beyschlag, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 329.

**) F. Beyschlag, Z. f. prakt. Geol. 1898. S. 1.

***) H. Bücking, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 33. — H. Mentzel, Z. f. prakt. Geol. 1898. S. 273

aufgelagert in der Gegend von Magdeburg aus den jüngeren Formationen hervor. Von dem Südabfalle des Harzes durch die güldene Aue getrennt, hebt sich die Dyas in dem Kyffhäuser zu einem kleinen isolierten Gebirge aus den jüngeren Formationen hervor. Noch weiter südlich besteht der Thüringer Wald wesentlich aus Rotliegendem mit mächtigen Porphyren, Porphyriten und Melaphyren, während sich ein Mantel von Zechstein um den ganzen Gebirgszug legt und noch an den Dislokationen, welche diesen betroffen haben, teilgenommen hat. Jedoch finden sich als Beweise früherer allgemeinerer Verbreitung des letzteren Blöcke von verkieseltem Zechstein mit Prod. horridus bis fast zum Gebirgskamme (Zimmermann, v. Fritsch). In der nordwestlichen Fortsetzung des Thüringer Waldes und in dessen Haupterhebungslinie tritt der Zechstein in der Gabel zwischen Werra und Fulda, also namentlich in der Gegend von Riechelsdorf, in größerer Ausdehnung zu Tage. Auch den Ostabfall des rheinischen Schiefergebirges umzieht derselbe in einer schmalen Zone (bei Frankenberg und im Waldeckischen). Im Norden des westfälischen Steinkohlengebietes schiebt sich, wie durch Bohrungen mehrfach nachgewiesen, die Zechsteinformation mit dem Kupferschiefer und einem Zuge von bis 300 m mächtigen Steinsalzlagern zwischen das Carbon und die Kreide ein (Holzapfel, G. Müller). In östlicher Richtung von Thüringen läuft ein Streifen von permischen Gebilden über Saalfeld nach Altenburg und Gera, tritt in sächsisches Gebiet über und bildet, jedoch nur durch das Rotliegende vertreten, in der erzgebirgischen Mulde eine langausgedehnte Ablagerung, auf welcher Chemnitz und Zwickau stehen. Auch um den Nordrand des sächsischen Granulitgebirges schlingt sich das Rotliegende und erstreckt sich in nördlicher Richtung, freilich zum großen Teil von Diluvium und Braunkohlenformation überlagert und von Porphyren vertreten, nördlich bis über Leipzig und östlich bis Mügeln, Oschatz und Lommatzsch, bildet außerdem eine dem Elbtale parallele, zu unterst Steinkohlenflötze führende Mulde zwischen Dresden, Tharandt und Wilsdruff (das Döhlener oder Plauensche Becken), kurz, hat im Königreiche Sachsen eine weite Verbreitung gefunden, während Plattendolomit und Letten des oberen Zechsteines nur an der Randzone des erzgebirgischen und nordsächsischen Rotliegenden, nämlich bei Crimmitschau, sowie bei Geithain und Mügeln, zur Ausbildung gelangten.

In Böhmen nimmt das Rotliegende namentlich im nordöstlichen Teile des Landes am Fuße des Iser- und Riesengebirges ein ausgedehntes Areal ein, in dessen Bereiche die Städte Trautenau, Hohenelbe, Arnau, Schatzlar, Braunau und Nachod liegen. Dem Rotliegenden sind hier rote Kalksteine mit Amblypterus Vratislaviensis und (ähnlich wie bei Oschatz in Sachsen) Brandschiefer mit Pleuracanthus Decheni und Acanthodes gracilis zwischengelagert. Nördlich von Pilsen und westlich von Prag bildet das Rotliegende ein ausgedehntes Territorium, schließt sich eng an

die carbonische Formation an und führt in seinem unteren Horizonte das Nyrschaner, in seinem oberen das Kunova'er Kohlenflötz, beide mit einer reichen Urvierfüßler- und Fischfauna. Auch in der Grafschaft Glatz ist nur das Rotliegende und zwar als Ausfüllung der niederschlesischen Kohlenmulde vertreten, — am Nordabfalle des Riesengebirges hingegen, und zwar in der Umgebung von Löwenberg und Goldberg in Schlesien, ist nicht bloß das Rotliegende, sondern auch Kupferschiefer und Zechstein zur Entwickelung gelangt. Auch am Nordrande des Lausitzer Gebirges, und zwar in der Nähe von Görlitz, tritt der Zechstein zu Tage. Bei Memel ist derselbe erbohrt worden. Bei Lüneburg ragt der obere und mittlere Zechstein mit Gyps und Rauchwacke aus dem Schwemmlande und der oberen Trias empor. In Holstein ist er durch den Anhydrit und Gyps des Kalkberges von Segeberg und Stipsdorf, ferner durch Stinkkalke und rote Mergel (Lieth bei Elmshorn, ebenso auch in Stade) und durch ein denselben eingeschaltetes, bei Segeberg 139 m mächtiges Steinsalzlager vertreten. Auf Helgoland bilden rotbraune Zechsteinletten die Basalschichten der Insel.

In Süddeutschland hat das Rotliegende eine ziemlich bedeutende Verbreitung. So zieht es sich vom Thüringer Walde aus in einem schmalen, durch Überlagerung von seiten jüngerer Gebilde zerstückelten Streifen längs des Südwestrandes des Fichtelgebirges und des Böhmer Waldes bis nach Bayern hinein. Eines der größten Rotliegenden-Territorien breitet sich südlich vom Hunsrück aus (Saar-Becken), wo es die produktive Kohlenformation überlagert und im engsten Anschluß an diese einige schwache Kohlenflötze führt (s. S. 498). Auch im Spessart, im Odenwalde und Schwarzwalde sowie in den Vogesen besitzt das Rotliegende, am Rande des ersteren auch der Zechstein, eine nicht unbeträchtliche Verbreitung, und ist östlich hiervon, in der Gegend von Kissingen, unter der Trias mit einem 167 m mächtigen Steinsalzlager durchbohrt worden. Sein südlichstes Vorkommen ist dasjenige der Umgegend von Heidelberg.

Die permische Formation Englands. Die permischen Gebilde Englands und zwar namentlich Nordenglands zerfallen ganz übereinstimmend mit denen Deutschlands in zwei selbständige Formationsglieder, den Lower New Red Sandstone und den Magnesian Limestone. Ersterer, das englische Rotliegende, besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus dunkelroten, groben Sandsteinen, zwischen welchen Schieferletten, weniger häufig auch Konglomerate, Breccien und Melaphyre eingelagert sind. Sie enthalten die Abdrücke von Landpflanzen und auch wohl schwache Kohlenflötze. Der Lower New Red Sandstone erreicht lokal eine Mächtigkeit von 500 m, und ist auf der produktiven Kohlenformation diskordant aufgelagert. Auch die Gliederung des Magnesian Limestone zeigt eine überraschende Übereinstimmung mit der des thüringischen Zechsteines und beginnt mit einem bis 1 m mächtigen bituminösen Mergelschiefer,

welcher unserem Kupferschiefer entspricht und wie dieser Palaeoniscus und Platysomus führt. Darauf folgt grauer oder gelber, dichter, oft bituminöser, dünn geschichteter Kalkstein (Zechstein) mit Productus horridus Sow., Spirifer undulatus Sow., Schizodus obscurus Sow. u. a., 60—70 m mächtig, darauf Dolomit, Rauchwacke und Asche mit denselben Resten und zu oberst roter Letten und Mergel, sowie Stinkkalk mit Avicula speluncaria Schloth., und Schizodus obscurus Sow., ferner mit Gyps und Steinsalz in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 150 m.

Das Perm Frankreichs. In Frankreich sind permische Gebilde namentlich im Zentral-Plateau und zwar vorzüglich in der Gegend von Autun, St. Etienne, Commentry und Lodève verbreitet. Dieselben beschränken sich auf das Rotliegende, welches sich innig an das Obercarbon anschließt, eine Anzahl kleiner isolierter Becken bildet und sich nach Zeiller und Grand' Eury wie folgt gliedert:

3. **Oberrotliegendes.**
   Rote Konglomerate, Sandsteine und Mergel mit Walchien.
2. **Mittelrotliegendes.**
   b) Sandsteine mit Schiefertonen, Brandschiefer und Bogheadkohle von Millery. Sie führen Callipteris conferta, Walchia filiciformis und Labyrinthodonten, so Actinodon, Euchyrosaurus und Stereorhachis Gaudry, ferner von Fischen Palaeoniscus, Acanthodes. — Walchiensandsteine.
   a) Schichten von Muse mit Cal. conferta, Odontopt. obtusiloba, Cal. gigas. — Fischschiefer von Lodève.
1. **Unterrotliegendes.**
   Sandsteine mit Schiefertonen und Steinkohlenflötzen von Jgornay. Sie führen: Sigillarien und zahlreiche andere carbonische Pflanzen, außerdem Walchien, sowie Stegocephalen, so Protriton und Pleuronura (Permo-Carbon).

In den **Südtiroler Alpen** ist das Perm repräsentiert durch mächtige, dem deutschen Rotliegenden äquivalente, rote Sandsteine, diese lokal mit Walchien (Grödener Sandsteine), zu unterst mit den Ergüssen des Bozener Quarzporphyres und Tuffen oder an dessen Stelle ein als Verrucano bezeichnetes Grundkonglomerat. An der oberen Grenze der Grödener Sandsteine stellen sich als Vertreter des Kupferschiefers lokal weiße Sandsteine oder an deren Stelle dickbankige Dolomite (Val Trompia) ein, beide mit Ullmannia, Voltzia und Walchien. Auf sie folgen die als Bellerophonkalk zusammengefaßten Kalke, Dolomite, Rauchwacken und Gypse mit einer reichen, an die des Zechsteines erinnernden Fauna (Pecten, Aviculopecten, Prospondylus, Schizodus, zahlreichen Bellerophonarten und Paraceltites, einem pelagischen Ammonit).

In **Zentralrußland** besitzt die obere Dyas eine weite Verbreitung. Dieselbe lagert sich im Osten auf die uralische Fazies des Rotliegenden, die artinskische Stufe (S. 517), konkordant auf und gliedert sich in drei

Abteilungen. Die unterste derselben besteht aus roten, braunen und grauen Sandsteinen und Mergeln, nebst Konglomeraten und nicht selten mit schwachen Kohlenflötzen, führt Ullmannia, Cordaites, Calamites (C. gigas Bronn), Sphenopteris, Odontopteris, Pecopteris, Callipteris (C. conferta), Palaeoniscus und Saurierreste, umschließt jedoch auch Kalksteinbänke und Mergel, welche reich an z. B. Productus Cancrini Vern., also marinen Resten sind. Die Sandsteine zeichnen sich besonders in ihren oberen Niveaus durch ihren Reichtum an Kupfererzen (namentlich Malachit, Kupferlasur, Volborthit) aus, welche die Bezeichnung Kupfersandstein veranlaßten und als Cement des Sandsteines, in ihm fein eingesprengt, nesterförmig eingelagert, oder endlich als Versteinerungsmittel zahlreicher Pflanzenreste auftreten. Auf diese Schichtengruppe folgt eine zweite von Kalksteinen und Mergeln und führt eine echte Zechsteinfauna, so Productus Cancrini Vern., Gervillia ceratophaga Schloth., Camarophoria Schlotheimi v. Buch, Terebratula (Dielasma) elongata Schloth., Pseudomonotis speluncaria Schl., Schizodus obscurus Sow. Zwischen diesen marinen Gebilden treten jedoch Sandsteinschichten mit Neuropteris, Pecopteris, Odontopteris eingeschaltet auf. Beide werden von mächtigen, versteinerungsleeren, bunten Mergeln mit Gyps und Steinsalz (Tatarische Stufe) überlagert, welche den Übergang zur Trias bilden.

Die Schichten dieser permischen Fazies sind in Rußland über ein Areal von mehr als 15000 Quadratmeilen verbreitet, erstrecken sich vom Fuße des Ural bis nach Moskau und bilden den größten Teil des europäischen Rußlands. Sie liegen fast horizontal, nur sehr gering gegen die Mitte geneigt, so daß sie ein ungeheures, flach tellerförmiges Bassin repräsentieren.

In Kurland und Lithauen tritt Zechstein, freilich gering verbreitet, in einer Fazies auf, welche sich auf das engste an die deutsche anschließt.

B. Die pelagische Fazies des Perm.

Im Gegensatze zu der Binnenentwickelung des Perm kennzeichnet sich dessen pelagische Fazies durch den Mangel grobklastischer Gesteine und die Seltenheit der Reste von landbewohnenden Pflanzen und Tieren, dahingegen durch die Führung einer reichen ozeanischen Tierwelt, die in engstem Anschlusse steht an diejenige der obercarbonischen Meere, zugleich aber die marine Fauna der Trias vorbereitet, also das Bindeglied zwischen den paläozoischen und mesozoischen Faunen repräsentiert. Das für sie charakteristische besteht in der Vergesellschaftung von Brachiopoden (Productus, Spirifer, Chonetes, Leptaena, Orthis), Zweischalern, Gastropoden (Bellerophon) und Korallen (Amplexus, Zaphrentis, Favosites) von noch paläozoischem Habitus, sowie von Nautileen (Orthoceras, Gyroceras) und den

letzten Vertretern von Fusulina und Phillipsia mit Vorläufern der triadischen Ammoniten, nämlich mit Popanoceras (Fig. 343), Cyclolobus (Fig. 344), Xenodiscus, Otoceras, Medlicottia (Fig. 345), Agathiceras u. a.,

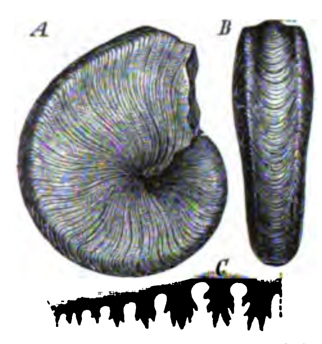


Fig. 343. Popanoceras multistriatum Gemm. *A* von der Seite, *B* von hinten, *C* Lobenlinie.

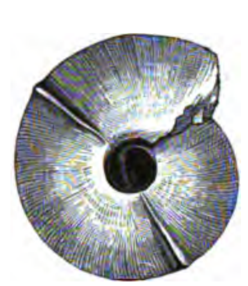


Fig. 344. Cyclolobus Stachei Gemm.

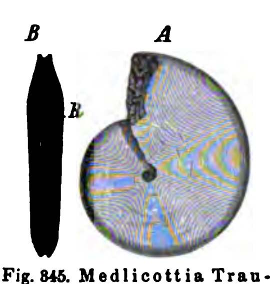


Fig. 345. Medlicottia Trautscholdi Gemm. *A* von der Seite, *B* von hinten, *R* Außenfurche, von 2 Kielen eingefaßt.

ferner mit den aufgewachsenen, ungleichklappigen Brachiopoden Richthofenia und Lyttonia.

Der pelagischen Fazies des Perm gehören die folgenden Ablagerungen an:

1. dem **unteren Perm** als Äquivalente des Rotliegenden
   die Artinskische (Arta-)Stufe am Westabfall des Ural und bis zum Donetz mit Medlicottia, Glyphioceras, Popanoceras, Spirifer, Productus, Fusulina, sowie mit Rotliegendflora. Zu oberst mit zahlreichen permischen Zweischalern. Darüber der Kupfersandstein Zentralrußlands (S. 516);
   die Sosiakalke von Sicilien mit Popanoceras, Cyclolobus, Agathiceras, Richthofenia, Lyttonia;
   die Wichita-beds von Texas (zugleich mit dem Haupthorizont der Stegocephalen und Reptilien) sowie von Arkansas;
   der untere Productuskalk der Salt Range Indiens;
2. dem **oberen Perm** als Äquivalente des Zechsteines
   die Djulfa-Schichten von Armenien mit Orthoceras, Otoceras, Hungarites, zahlreichen Producten und Spiriferen, Zaphrentis, Michelinia u. a.,
   der mittlere und obere Productuskalk der Salt Range, zu oberst die Otoceras-beds der Salt Range und des Himalaya.

Wie sich aus der Verteilung der pelagischen Permablagerungen offenbart, erstreckte sich das Meer, dem sie entstammen, in west-östlicher Richtung durch den Süden des jetzigen nordamerikanischen Kontinentes,

durch die europäischen Mittelmeerländer und Indien nach den heutigen Sundainseln und sandte von seiner äquatorialen Haupterstreckung breite nördliche Arme in die Striche des Ural und der Rocky Mountains aus.

C. Die Glossopteris-Fazies und die Eiszeit des Perm*).

In der Umgebung des Indischen Ozeanes, nämlich in Australien, Südafrika und Indien, sind in enormer Verbreitung mächtige kohlen- und pflanzenführende Schichtensysteme entwickelt, welche sich durch den einheitlichen Typus ihrer Floren als zu einem ursprünglich zusammenhängenden Ablagerungsgebiete gehörig erweisen und in beinahe kontinuierlicher Reihe eine Fazies des Perm und der Trias vorstellen. In Australien und Südafrika überlagern dieselben ungleichförmig Schichten, welche Lepidodendron und z. T. auch Sigillaria und Stigmaria enthalten und das Subcarbon repräsentieren. Auf sie, in Indien diskordant auf das Cambrium, folgt nun ein mächtiges, z. T. flötzreiches System (siehe nebenstehende Tabelle), das trotz des abweichenden Habitus seiner Flora eine Äquivalentbildung des Perm der nördlichen Hemisphäre ist. Ihr auffallendes Gepräge erhalten diese Floren dadurch, daß in ihnen die charakteristischen Pflanzen der Steinkohlenformation, also Sigillaria, Lepidodendron, Asterophyllum usw. fast überall fehlen, daß diese vielmehr bis auf einige Sigillarien Südafrikas bereits mesozoischen Formen Platz gemacht haben. Unter letzteren sind vor allen zwei Farngattungen, Glossopteris (Fig. 346) und Gangamopteris als die verbreitetsten, dann Sagenopteris, Callipteris, Voltzia, Noeggerathiopsis, Rhiptozamites, Schizoneura und Phyllotheca hervorzuheben. In Australien und der indischen Salt-Range sind in diese terrestre Schichtenreihe marine Komplexe mit einer vorwiegend permischen Mischfauna eingeschaltet, während in ihnen Fusulinen und Schwagerinen durchaus fehlen.

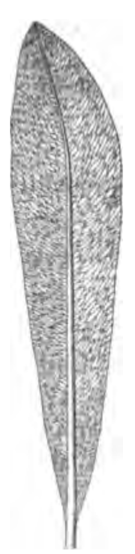


Fig. 346. Glossopteris indica Feistm.

*) W. Waagen, Die carbone Eiszeit. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1887. S. 143. — O. Feistmantel, Die pflanzen- und kohlenführenden Schichten in Indien, Afrika usw. Sitzber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1887. — Ders., Ebend. 1888. S. 584. — A. Schenck, Glacialerscheinungen in Südafrika. Verh. d. deut. Geogr.-Tages. Berlin 1889. S. 145. — F. Noetling, Glacialschichten in der Salt-Range. N. Jahrb. 1896. II. S. 61. — Ders., Beiträge zur Geologie der Salt-Range. XIV. Beil.-Bd. d. N. Jahrb. 1901. — A. Penck, Eiszeiten Australiens. Z. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1900. S. 239. — Fr. Frech, Leth. palaeozoica. II. Bd. S. 579. Mit vollständiger Literatur.

Glossopteris-Schichten und Glacialablagerungen des Perm.				
Neu-Süd-Wales	**Victoria**	**Ostindische Halbinsel**	**Salt-Range**	**Südafrika**
Baltimore- und New-Castle-Kohlenformation mit Gangamopteris und Glossopteris. Obere marine Schichten mit Productus und Spirifer.	Sandsteine mit Gangamopteris.	Untere Gondwana-Schichten: Karharbari-Sandstein u. Kohlen mit Gangam., Glossopteris, Callipteris. Talchirschiefer mit Gangam. und Glossopt.	Im Westen Productuskalk. Im Osten Tone mit Conularia, Spirifer. Gefleckte bunte Sandsteine.	Untere Karroo-Formation: Ekka-Schiefer, z. T. kohlenführend mit Gangamopt., Glossopt. und Sigillaria Brardi.
Glacialablagerung.	Glacialer Block- und Geschiebelehm von Bachus-Marsh u. Wild-Duck-Creek.	Glaciales Talchirkonglomerat.	Glaciale Geschiebemergel.	Glaciales Dwykakonglomerat.
Greta-Kohlenschichten mit Glossopt. und Annularia. Untere marine Schichten mit Productus und Spirifer.	—	—	—	—

Kohlenführende Ablagerungen mit Glossopteris-Flora erstrecken sich bis nach Argentinien und Südbrasilien, wo sie zugleich Lepidodendren enthalten (Zeiller, Bodenbender) und sind gleichfalls in Nord-Rußland im Gouv. Vologda nachgewiesen worden (Amalitzky).

Das Verschwinden der carbonischen Flora und das Auftreten dieser neuen Pflanzenvergesellschaftung von mesozoischem Typus steht in jedem der in obiger Tabelle aufgeführten Areale in Verknüpfung mit gewissen auffallenden Erscheinungen, welche man als Spuren einer permischen Eiszeit der südlichen Hemisphäre zu deuten hat. Dieselben offenbaren sich im Auftreten von Grundmoränen an der Basis des Glossopteris-Systems, in deren mergeliger und sandsteinartiger Grundmasse wirr und ordnungslos große und kleine Geschiebe zerstreut liegen, welche ziemlich häufig poliert, gekritzt und geschrammt erscheinen und hierdurch diesen Konglomeraten eine große Ähnlichkeit mit dem norddeutschen Geschiebelehm verleihen. Ihr Untergrund erweist sich lokal rundhöckerartig umgestaltet, glatt geschliffen und geschrammt (siehe S. 153).

c) Die mesozoische Formationsgruppe.

Die mesozoische Formationsgruppe ist eine über 3000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden Sandsteinen, Kalksteinen, Dolomiten, Mergeln, Schiefertonen und plastischen Tonen nebst zurücktretenden Einlagerungen von Steinkohlen, Gyps und Steinsalz, deren Ablagerung in eine Zeit fällt, in welcher die Pflanzenwelt außer durch Coniferen vor allem durch Cycadeen und neben diesen durch Farne, — die Tierwelt durch dem Typus der Jetztzeit angehörige Korallen (also solche mit sechsstrahligem Bau, Hexacoralla), echte Seeigel, zahlreiche Gastropoden und Zweischaler, namentlich aber durch über 5000 Spezies der höchst stehenden Mollusken, der Ammoniten und Belemniten, endlich durch Ganoiden, sowie hai- und rochenartige Knorpelfische, ferner durch gepanzerte Amphibien, Labyrinthodonten, und durch Reptilien repräsentiert wird. Letztere erreichen jetzt ihren größten Formenreichtum und z. T. Riesengestaltung und sind vorzugsweise vertreten durch die meerbewohnenden Ichthyosaurier und Sauropterygier (Ichthyosaurus, Nothosaurus, Lariosaurus, Plesiosaurus, Placodus), durch flatternde Pterosaurier (Pterodactylus, Rhamphorhynchus), durch Krokodilier (Belodon, Aëtosaurus, Teleosaurus, Geosaurus), durch Dinosaurier (Zanclodon, Brontosaurus, Compsognathus, Stegosaurus, Iguanodon) und endlich durch Schildkröten. Gefäßkryptogamen, Brachiopoden, Nautileen, Crinoideen, welche während der paläozoischen Perioden den Gesamthabitus der damaligen organischen Welt bestimmten, treten stark zurück. Dahingegen fällt in die mesozoischen Zeitalter namentlich auch das Auftreten der ersten angiospermen Dicotyledonen und der ersten Knochenfische, Vögel und Säugetiere.

Die mesozoische Formationsgruppe zerfällt in:

3. die Kreide,
2. den Jura,
1. die Trias.

Die Trias.

Die Trias eröffnet die Reihe der mesozoischen Formationen (siehe Fig. 347), bildet also das Hangende des oberen Perm und das Liegende des unteren Jura, wo sie im Verbande mit einem dieser beiden oder zugleich mit beiden Schichtensystemen auftritt, hat sich aber innerhalb fast jedes einzelnen ihrer Bildungsräume in einer von den übrigen abweichenden Fazies entwickelt. In Deutschland gliedert sie sich in zwei Sandstein- und Lettenformationen, vorwiegend mit Resten von Landbewohnern, beide

getrennt durch eine Kalkformation mit einer Meeresfauna, welche sich trotz Armut an Formen durch Reichtum an Individuen auszeichnet (deutsche oder germanische Trias). In England fehlt diese kalkige Schichtengruppe (der Muschelkalk), ebenso im Osten von Nordamerika und im Süden von Afrika.

An Stelle dieser sämtlichen Gebilde tritt uns zunächst in den Alpen, dann an zahlreichen Stellen in Südeuropa, Indien, Zentralasien, Neuseeland, Japan, Sibirien und dem Westen von Amerika eine wesentlich kalkig-dolomitische Schichtenreihe von z. T. enormer Mächtigkeit und mit einer Fülle mariner Reste entgegen, welche mit den deutschen, sowie mit den ihnen entsprechenden englischen, ostamerikanischen und südafrikanischen Ablagerungen nur wenig Züge gemeinsam hat. Im Laufe der letzten Jahrzehnte hat sich herausgestellt, daß diese anfänglich für Lokalbildungen gehaltenen alpinen und die ihnen ähnlichen außeralpinen Komplexe die eigentlichen, allgemein verbreiteten, kontinuierlichen Meeresniederschläge, also die normale pelagische Fazies der Trias repräsentieren, während die deutschen und die übrigen ihnen mehr oder weniger ähnlichen Ablagerungen nur ebenso viele räumlich beschränkte Lokalfazies, nämlich solche der Flachsee, der Buchten und der angrenzenden Ufer des Triasozeans sind. Die Trias der Alpen usw. verhält sich demnach zur deutschen Trias ungefähr wie der obere Kohlenkalk zur produktiven Steinkohlenformation und wie das pelagische Perm zur Dyas (S. 466 und 490).

Der Ausgangspunkt für die Kenntnis der Trias war jedoch die deutsche, sie hat dieser Formation den Namen gegeben und heute noch ist ihre Gliederung maßgebend für diejenige der außerdeutschen Äquivalentgebilde.

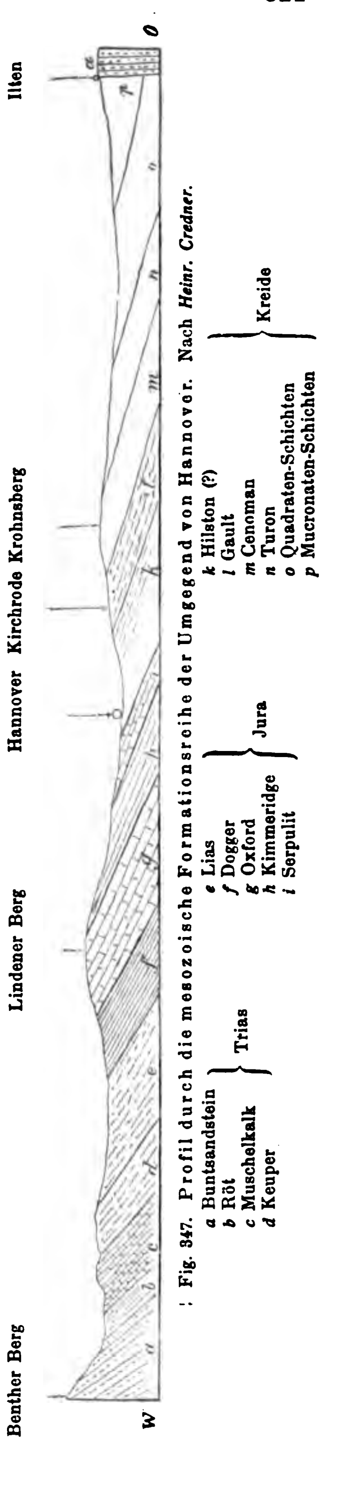


Fig. 347. Profil durch die mesozoische Formationsreihe der Umgegend von Hannover. Nach *Heinr. Credner.*

a Buntsandstein, *b* Röt, *c* Muschelkalk, *d* Keuper } Trias
e Lias, *f* Dogger, *g* Oxford, *h* Kimmeridge, *i* Serpulit } Jura
k Hilston (?), *l* Gault, *m* Cenoman, *n* Turon, *o* Quadraten-Schichten, *p* Mucronaten-Schichten } Kreide

A. Die Binnenfazies der Trias.

Die deutsche Trias.

Literaturangaben über die deutsche Trias.

H. Eck, Die Formation des bunten Sandsteines und Muschelkalkes in Oberschlesien. Berlin 1865.

F. Nötling, Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 300.

H. Eck, Rüdersdorf und Umgebung. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd. I. 1. Berlin 1872.

G. Müller, Oberer Muschelkalk bei Lüneburg. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1899. S. 180.

W. Frantzen, Gliederung des Unt. Muschelkalkes in Westfalen und Hannover. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 453.

Heinr. Credner, Versuch einer Bildungsgeschichte der geognostischen Verhältnisse des Thüringer Waldes. Gotha 1855. Ferner dessen Aufsätze im N. Jahrb.

E. E. Schmid, Über den unteren Keuper des östlichen Thüringens. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. 1874. — Das ostthüringische Röt. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 92. — Der Muschelkalk des östlichen Thüringens. Jena 1876.

M. Bauer, Über die geologischen Verhältnisse der Seeberge und des Galberges bei Gotha. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 1.

R. Wagner, Buntsandstein und Muschelkalk bei Jena. Jahresber. d. Ackerbauschule zu Zwätzen bei Jena. 1887. — Muschelkalk bei Jena. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 27. 1897.

S. Passarge, Der Röt im östlichen Thüringen. Jena 1891.

J. G. Bornemann, Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalkes in Thüringen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1885. S. 267. — Ebend. 1883. S. 388. — Über den Muschelkalk. Ebend. 1888. S. 417.

W. Frantzen und A. v. Koenen, Gliederung des Wellenkalkes im mittleren und nordwestlichen Deutschland. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 440.

A. Tornquist, Der Gypskeuper von Göttingen. Göttingen 1892.

H. Pröscholdt, Beiträge zur näheren Kenntnis des unteren Muschelkalkes in Franken und Thüringen. Programm der Realschule. Meiningen 1879. — Ders., Die Marisfelder Mulde. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 190. — Ferner: Ebend. 1884. S. 239. — Gliederung des Buntsandsteines. Z. d. geol. Ges. 1887. S. 343.

W. Frantzen, Übersicht der geologischen Verhältnisse bei Meiningen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 17. — Ebend. 1881. S. 157. — Über Chirotheriensandstein. Ebend. 1883. S. 347. — Ebend. 1888. S. 440 u. 453.

H. Loretz, Keuper bei Coburg. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1891. S. 140.

C. W. Gümbel, Die geognostischen Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes. Bavaria. Bd. IV. Heft 11. 1865. — Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 590.

Fr. Sandberger, Die Gliederung der Würzburger Trias und ihre Äquivalente. Würzb. naturw. Zeitschr. Bd. VI. 1868. S. 131. (S. auch N. Jahrb. 1868. S. 234, 362 u. 623.) Die Trias im mittleren Maingebiete. Gemeinnützige Wochenschr. 1882. Nr. 1—6. — Übersicht der Versteinerungen der Trias Unterfrankens. Würzburg 1890.

F. v. Alberti, Überblick über die Trias. Stuttgart 1864.

H. Thürach, Gliederung des Keupers im nördlichen Franken. Geognost. Jahreshefte. Kassel 1888. S. 75, und 1889. S. 1.

O. Fraas, Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882.

H. Eck, Beitrag zur Kenntnis des süddeutschen Muschelkalkes. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 32. — Buntsandstein im Odenwald. Ebend. 1884. S. 161. — Das Lager des Cerat. antecedens. Ebend. 1885. S. 466. — Erläuterungen zur geognostischen Karte von Lahr. Lahr 1884. S. 83.

F. Schalch, Beiträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwalde. Schaffhausen 1873. — Der obere Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper von Mosbach und Kappenau. Mitt. d. Bad. geol. La. Bd. II. S. 497.

E. W. Benecke, Über die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. Abh. zur geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. Straßburg 1877. — Über den Buntsandstein von Weißenburg. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. Bd. I. 1886. — Geologischer Führer durch das Elsaß. Berlin 1900. S. 24.

E. Schumacher, Der untere Muschelkalk im nordöstlichen Deutsch-Lothringen. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. Bd. II. 1889. S. 111.

A. Steuer, Der Keupergraben von Balbronn. Ebend. Bd. IV. 1896. S. 195.

A. Leppla, Über den Buntsandstein im Haardtgebirge. Geogn. Jahreshefte. Bd. I. Kassel 1888. S. 39.

E. Weiß, Gliederung der Trias im Saarbrückenschen. N. Jahrb. 1869. S. 215. — Z. d. D. geol. Ges. 1869. S. 837.

G. Meyer, Lagerungsverhältnisse der Trias am Südrande des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. Bd. I. 1886. S. 1.

H. Grebe, Die Triasmulde zwischen Hunsrück und Eifel-Devon. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1883. S. 462.

M. Blanckenhorn, Die Trias am Nordrande der Eifel. Abh. z. geol. Spezialk. v. Pr. Bd. VI. 2. Berlin 1885.

Die deutsche Trias besteht aus drei Unterabteilungen, die ihren verschiedenartigen petrographischen und paläontologischen Habitus einer in der Mitte der Triaszeit stattgehabten zeitweiligen Senkung des bisherigen Festlandes verdanken, infolge deren auf den ursprünglichen terrestren Gebilden zunächst ein mariner und auf diesem wiederum ein wesentlich terrestrer

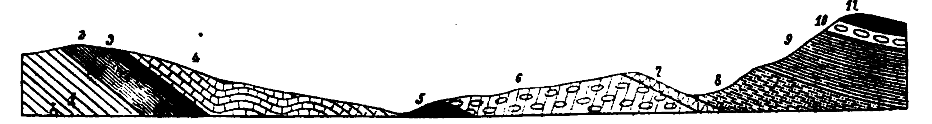


Fig. 348. Profil durch die Trias am Südabhange des Odenwaldes. Nach *E. W. Benecke*. *1* Buntsandstein. — *2*, *3* und *4* Muschelkalk: *2* Wellenkalk, *3* Anhydritgruppe, *4* oberer Muschelkalk. — *5*—*11* Keuper: *5* Lettenkohlengruppe, *6* Untere Mergel und Gyps, *7* Keuperwerkstein, *8* Gruppe der roten Mergel, *9* bunte Mergel mit Kieselsandstein, *10* Knollenmergel, *11* Bonebed-Sandstein.

und litoraler Schichtenkomplex zur Ablagerung gelangte*). Diese 3 Glieder der Deutschen Trias (Fig. 347 und 348) sind (von unten zu lesen):

*) E. Fraas, Jahreshefte d. Ver. f. vaterländ. Naturk. Stuttgart 1899. S. 1.

3. der **Keuper**, eine Mergel-, Gyps- und Sandsteinbildung mit vorwaltenden Resten von Bewohnern des Landes, sowie von solchen des Litorals und von Binnenseen;

2. der **Muschelkalk**, eine marine Kalksteinformation mit Resten von Meeresbewohnern;

1. der **Buntsandstein**, unten eine terrestre, wesentlich äolische Sandsteinformation, oben Tone und Mergel mit Resten von Bewohnern des Landes und des eindringenden seichten Meeres.

1. Der Buntsandstein.

Petrographischer Charakter. Wie der Name andeutet, besteht diese Schichtengruppe vorwaltend aus sehr verschiedenartig gefärbten Sandsteinen. Dieselben sind fast durchweg Quarzsandstein mit tonigem, kieseligem oder eisenschüssigem, vielfach sehr spärlichem Bindemittel und abhängig von diesem zum Teil fest bis quarzitartig, zum Teil weich und zerreiblich, ja locker und an der Luft zu losem Sande zerfallend. Das kieselige Cement bildet zuweilen winzige wasserhelle Quarzkryställchen auf der Oberfläche der rundlichen Quarzkörnchen, namentlich des mittleren Buntsandsteins. Auch die Färbung der Sandsteine wird von dem Cemente bedingt und ist vorherrschend rotbraun, gelb, grünlich, weiß oder bunt gesprenkelt und gefleckt. Der untere weiße Buntsandstein des Thüringer Waldes und des Werratales ist so reich an Kaolin, daß auf dessen Gewinnung die ganze Porzellanmanufaktur jener Gegend beruht.

Der Buntsandstein besitzt eine sehr deutliche Schichtung und Bankung, mit welcher nicht selten ein plötzlicher Wechsel der Gesteinsfarbe Hand in Hand geht, wodurch sie noch deutlicher hervorgehoben wird. Die Bänke sind zum großen Teile mehrere Fuß mächtig, weniger häufig dünnplattig, also nur etwa zollmächtig, oder endlich, besonders in den oberen Niveaus des Buntsandsteines, sobald sich zahlreiche Glimmerblättchen zu den Sandkörnern gesellen, dünnschieferig. In ersterem Falle zeigen sie nicht selten die Erscheinung der Diagonalstruktur (Fig. 349) oder der diskordanten Parallelstruktur*).

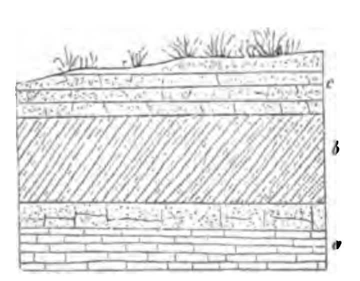


Fig. 349. Profil oberhalb Suhler Neudorf im Thüringer Walde. (*H. Crd.*) *a* braunroter, plattenförmiger Sandstein, *b* diskordant-schieferiger, rot- und weißgestreifter Sandstein, *c* grauer Mergelsandstein.

Die Sandsteine umschließen so häufig rundliche oder eckige Partien von Ton (Tongallen), daß diese als eine ganz charakteristische Eigentümlich-

*) W. Frantzen, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1892. S. 138.

keit des Buntsandsteines zu betrachten sind. Oftmals lagerte sich infiltrierte Kieselsäure über die Quarzkörner, ringsum ausgebildete Quarzkrystalle mit eingeschlossenen Körnern erzeugend. Solche krystallinische Quarzsandsteine sind in Thüringen, in der Rhön, im Schwarzwalde und in den Vogesen verbreitet.

Nächst den Sandsteinen sind es besonders rote und bunte Schieferletten, Tone und Mergel und eingelagert in diesen Gyps, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Buntsandsteinformation nehmen, deren oberste Abteilung, der Röt, in Mittel- und Norddeutschland fast ausschließlich von ihnen gebildet wird. Letzterer umschließt bisweilen, so bei Arnstadt, bei Schöningen und Königs-Dahlum im Braunschweigischen, bei Hannover, bei Salzgitter, im Ruhrkohlenrevier mächtige Einlagerungen von Steinsalz. Konglomerate spielen meist nur eine untergeordnete Rolle in der hier besprochenen Schichtenreihe. — Rogenstein bildet am Nord-, Ost- und Südrande des Harzes in dem unteren Buntsandstein teils mächtige Lagerzonen, teils starke Bänke, welche jedoch am südlichen Harz ihre Mächtigkeit verlieren und etwas westlich von Nordhausen ganz verschwinden. Anderwärts ist derselbe nur noch im unteren Buntsandstein von Rüdersdorf bekannt. Dolomit tritt in vielen Gegenden in Form schwacher Bänkchen untergeordnet zwischen den Mergeln des Röt und den Letten des unteren Buntsandsteines, in den Reichslanden und in Süddeutschland nicht selten in Form von Knollen im untersten Niveau des oberen Buntsandsteines auf. Sehr häufig (z. B. bei Waltershausen und am Singerberge im Thüringer Walde, sowie in Franken) sind die Schichtungsflächen der dünngeschichteten, mergeligen Sandsteine des oberen Buntsandsteines von würfeligen Pseudomorphosen nach Steinsalz bedeckt, welche augenscheinlich dadurch entstanden sind, daß sich Kochsalzkrystalle aus verdunstenden Pfützen am Meeresstrande auf deren Boden abschieden, später von Schlamm bedeckt, wieder aufgelöst, weggeführt und von Schlammmasse ersetzt wurden.

Erzführung. Der Buntsandstein ist zuweilen das Muttergestein von Erzen. Dies ist z. B. bei Commern in der preußischen Rheinprovinz der Fall. Dort lagern die schwach nach Norden fallenden, vielfach verworfenen Schichten des Buntsandsteines unmittelbar auf Unterdevon auf und bestehen aus wechsellagernden Konglomeraten und feinkörnigen, weißen, lockeren Sandsteinen in einer Mächtigkeit, welche 40 m erreicht. Sie sind mit 1—8 mm großen Körnern und Konkretionen von Bleiglanz (Knottenerz) in überraschender Gleichmäßigkeit erfüllt und repräsentieren eine der wertvollsten Bleierzlagerstätten Deutschlands. Unter ganz analogen Verhältnissen treten Malachit, Bleiglanz und Weißbleierz im Buntsandsteine bei St. Avold westlich von Saarbrücken auf. Bei Twiste unweit Arolsen enthält der Buntsandstein in einer Mächtigkeit von 3—4 m Imprägnationen von Kupferglanz,

namentlich aber Malachit, welche sich vorzugsweise auf den feinen Klüften in diesem Gesteine konzentriert haben, in deren Nähe der sonst rotbraune Sandstein gebleicht ist. In ähnlicher Weise treten bei **Bulach** im württembergischen Schwarzwalde Fahlerz, Kupferlasur und Malachit im Buntsandsteine auf und sind in früheren Zeiten das Objekt eines Bergbaues gewesen.

Paläontologischer Charakter. Der Buntsandstein ist gewöhnlich sehr arm an organischen Resten, nur einzelne Gegenden und Schichten (z. B. am westlichen Fuße der Vogesen, im Elsaß, in Baden, bei Bernburg, in Oberschlesien) machen davon eine Ausnahme, indem gewisse Sandsteine, Mergel und Schiefertone eine ziemliche Menge pflanzlicher, die Dolomite einige tierische Reste bergen. Einige der wichtigsten und zum Teil sehr charakteristischen Pflanzenformen sind: Equisetum Mougeoti Schimp. und, ebenfalls zu den Equisetaceen gehörig, Schizoneura paradoxa Schimp., deren nicht seltener Holzkörper sich von Equisetum durch viel breitere Längsrippen unterscheidet, ferner zwei Farne: Anomopteris Mougeoti Schimp. und Caulopteris Voltzi Schimp., endlich einige Abietineen, z. B. Albertia elliptica Schimp. und Voltzia heterophylla Brongn. (Fig. 350), erstere mit breiten elliptischen, letztere an den jüngeren Zweigen mit langen, linearen, an den älteren Zweigen mit pfriemigen, kurzen Blättern.



Fig. 350. Voltzia heterophylla Brongn. Endzweig, Mittelzweig, Fruchtzweig. Letzterer nach Einzelteilen rekonstruiert (vergl. *Zittel*, Handbuch der Pal. II. Abt. 1890. Fig. 198. S. 289).



Fig. 351. Myophoria costata Zenk. Nach *F. Römer*.

Tierische Überreste sind vorzugsweise aus den oberen Horizonten des Buntsandsteines bekannt. Das hier sehr häufige Rhizocorallium Jenense

Zenk. wird als ein Hornschwamm gedeutet. Dem mittleren Buntsandstein Norddeutschlands gehört Gervillia Murchisoni an. Ein durch fast ganz Deutschland weitverbreitetes Leitfossil des oberen Buntsandsteins, des Röt, ist Myophoria costata Zenk. sp. (M. fallax Seeb., Fig. 351) und Modiola hirudiniformis v. Schl. Neben ihnen erscheinen schon hier mehrere Arten der späteren Muschelkalkfauna. Selten, aber von Bedeutung ist Ammonites (Beneckeïa) tenuis v. Seeb. Verbreitet ist ferner Estheria Albertii Voltz. Ganz eigentümlich ist die Häufigkeit von Fährten riesiger Amphibien an der Grenze zwischen mittlerem und oberem Buntsandsteine (Fig. 352). Sie bestehen aus den Fußtapfen eines seinem Äußeren und seinem Baue nach unbekannten, Chirotherium genannten Labyrinthodonten,

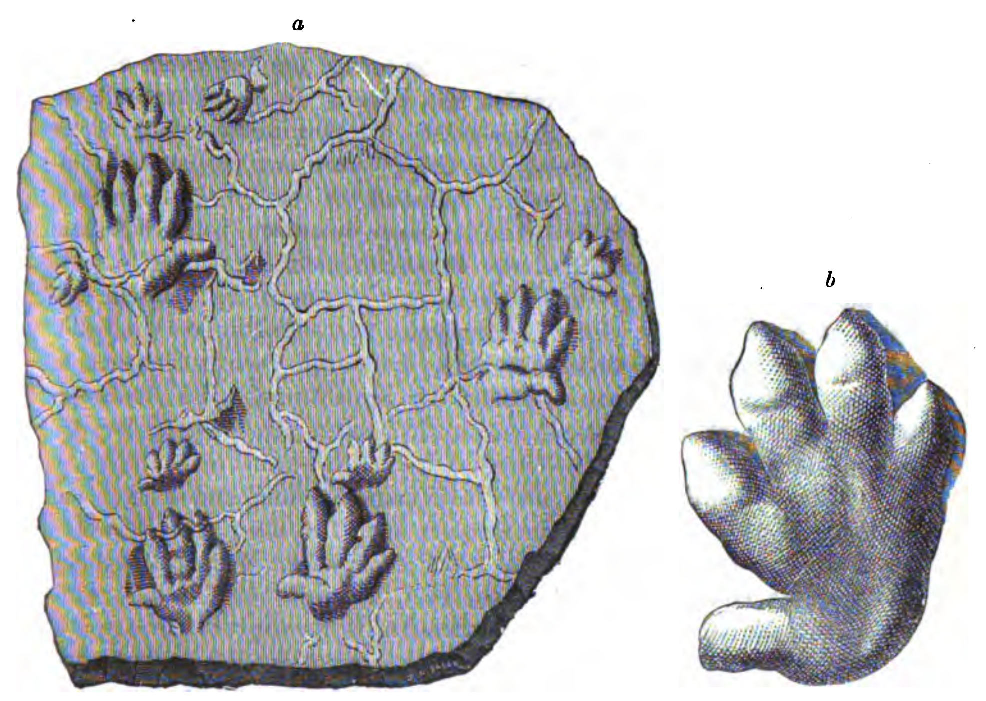


Fig. 352. *a* Chirotherium-Fährten und Eintrocknungsrisse auf einer Sandsteinplatte, *b* Abdruck eines einzelnen Fußtapfens.

die sich z. B. unweit Heßberg bei Hildburghausen, bei Jena und Kahla, bei Karlshafen an der Weser, bei Kissingen, Würzburg, im Taubertale und am südlichen Schwarzwald finden, und deren Urheber die triadische Landschaft in großer Menge belebt haben müssen. Diese Fußtapfen und deren auf der ihnen zugekehrten Fläche der nächsten Schicht befindliche, durch Ausfüllung der Eindrücke entstandene, reliefartige Abgüsse lassen auf das deutlichste erkennen, daß die sie verursachenden Tiere fünfzehige,

aber ungleich große, größere hintere und kleinere vordere Füße besessen haben. In demselben Horizonte finden sich in der Umgebung von Bernburg neben Pleuromeia, einem Nachkommen von Sigillaria, die ausgezeichnet erhaltenen Schädel zweier Labyrinthodonten Trematosaurus Brauni Burm. und Capitosaurus nasutus v. M., bei Herzogenweiler im südlichen Schwarzwalde Reste von Tremat. Fürstenberganus v. M. Aus dem oberen Buntsandstein von Riehen bei Basel stammt ferner Labyrinthodon (Aristodesmus) Rütimeyeri Wied. Endlich kommen in dem oberen Niveau des Buntsandsteines, so bei Süldorf südwestlich von Magdeburg und im südlichen Schwarzwalde, Ganoidschuppen in solcher Menge vor, daß sie gewisse Lagen des Sandsteines fast schwarz färben.

Die Fährten, welche die Chirotherien in dem frisch abgesetzten Schlamme zurückließen, die netzförmigen Sprünge, welche die mit solchen Fußspuren bedeckten Schichtenflächen kreuzen und nur infolge des Trocknens des bis dahin feuchten Schlammes entstanden sein können, die Rippelmarken (sog. Wellenfurchen) auf denselben Sandsteinen, die Diagonalschichtung vieler Sandsteinbänke, endlich die Reste von Landpflanzen und die von Labyrinthodonten weisen darauf hin, daß der Buntsandstein eine terrestre Bildung ist, an deren Aufbau sich Wüstenstürme wesentlich beteiligt haben, während sich das oberste Glied der Buntsandsteinformation durch seine marinen Reste, seine Gyps- und Steinsalzlager als Absatz des langsam eindringenden und zeitweilig wieder eindampfenden Muschelkalkmeeres kund gibt.

Gliederung des Buntsandsteines. Teils nach Verschiedenheiten in der petrographischen Zusammensetzung der Schichtenreihe des Buntsandsteines, teils nach paläontologischen Anhaltspunkten gliedert sich derselbe in drei Abteilungen:

Oberer Buntsandstein oder Röt: Bunte Letten und Mergel mit Dolomit, Gyps und Steinsalz, anderenorts zum Teil oder ganz vertreten durch glimmerreiche Tonsandsteine, lokal mit kalkigen Myophorienbänken (Myophoria costata, Gervillia socialis, Lingula tenuissima, Ammonites tenuis), sowie mit Voltziensandstein (Anomopteris Mougeoti. Voltzia heterophylla). Die im untersten Niveau des Röt auftretenden Chirotheriensandsteine und die durch Lagen und Knollen von Dolomit und Karneol ausgezeichnete Karneolbank werden in Norddeutschland noch zum mittleren Buntsandstein gerechnet.

Mittlerer Buntsandstein (Hauptbuntsandstein): fast ausschließlich bunte, meist ziegelrote, teils grob-, teils feinkörnige, glimmer- und bindemittelarme Sandsteine, in Süddeutschland mit Konglomeraten und geröllführenden Horizonten, sowie mit Pseudomorphosensandstein.

Unterer Buntsandstein: meist feinkörnige Sandsteine mit oder ohne Einlagerungen von Rogenstein, ferner rote Schiefertone, Letten (Bröckelschiefer, Leberschiefer).

Die Gliederung des Buntsandsteines

	am südlichen Rande des Harzes nach *Eck*, *von Seebach*, *Giebelhausen*.	Thüringen nach *Heinr. Credner*, *Schmid* u. A.	in der Gegend von Meiningen nach *Frantzen* und *Proescholdt*.	im Spessart und in der Gegend von Würzburg nach *Sandberger*, *Gümbel* u. *Thürach*.	am Südabhange des Odenwaldes nach *Benecke*.	im Schwarzwald nach *Eck*.	in Elsaß-Lothringen nach *Benecke*, *Schumacher* und *Weiß*.
oberer B. oder Röt.	**Obere gypsfreie Stufe**, 30 bis 35 m mächtig, lediglich aus roten und grünen Mergeln bestehend. **Untere gypsführende Stufe**, rote und grüne Mergel mit Gypslagern, mit Lagern von Tonquarzit, diese m. Steinsalzpseudomorphosen. In ihrer Mitte eine Dolomitbank (Rhizocorallium-Dolomit) mit Myophor. costata, Rhiz. Jenense. Weißer Sandstein mit Kieselausscheidungen.	Braune und grüne Mergel mit Bänken von Gyps u. Dolomit. Steinsalz. Rote Mergel mit Quarzitbänken. Mergel und Dolomite m. Beneckeia tenuis. Gypse. Chirotheriensandst.	**Rote, graue und grüne Tone** mit Bänkchen von quarzit. Sandstein. **Glimmerreiche**, dünnplattige und quarzitische Sandsteine in wechselnder Mächtigkeit. **Chirotheriumsandstein** mit Karneol.	Roter Schieferton Dolomitische Sandsteinschiefer oder Mergel mit Myoph. costata, M. vulgaris. Rote Schieferletten. Chirotherium-Sandstein. Roter Sandstein mit Equiset. Mougeoti und Voltzia. Violetter Sandstein mit Dolomit und Karneol.	Rote Schiefertone in ihrer mittl. Mächtigkeit eine Sandsteinlage mit Myoph. vulgaris, Myacites. Darunter helle Sandsteinbänke mit Labyrinthodonten. Plattensandstein an der Basis mit Dolomitknollen und Karneol.	Rote Schiefertone u. feinkörnige, glimmerige Tonsandsteine; unten mit Einlagerungen von Sandsteinen mit Dolomitknauern: die unterste Bank auch mit Karneol. Anomopt. Mougeoti, Equis. Mougeoti, Estheria Albertii.	**Voltziensandstein**: Feinkörniger Tonsandstein, weiß, rot u. bunt, mit Voltzia, Equ. Mougeoti, Anomopteris etc. Eingelagert: Roter und lichtgrüner Ton, lokal dolomitische Bänke mit Muschelsandsteinversteinerungen (Gerv., Myoph., Modiola Credneri, Lingula, Terebr. vulg., Trochiten etc.). **Zwischenschichten**: Braunrote und violettrote, manchmal gescheckte, oft schwarz gefleckte u. löcherige Sandsteine, zonenweise mit kleinen Geröllen. Zwischenschichten — Konglomerat. Ziegelrote, violette, gescheckte u. löcherige Sandsteine, nach unten m. Dolomit u. Karneol.
mittlerer oder Hauptbuntsandstein.	**Grobkörnige Sandsteine**, zum Teil ohne Bindemittel, deshalb locker, die Körner oft mit Krystallflächen, hellrötlich. Zwischen den Sandsteinen Schieferplatten, diese z. T. mit Estheria Albertii u. Gervillia Murchisoni.	Helle feinkörnige od. grobe Sandsteine, wechsellagernd mit Tonen und Mergeln, oft dolomitisch oder mit Pseudomorphosen nach Steinsalz. Kleinkörnige graue Sandsteine in mächtigen Bänken m. Ton und Mergelgallen und Zwischenlagern.	**Grobkörniger Sandstein**, vorwaltend grobkörnige Sandsteine, zwischen die sich Bänke mit feinerem Korn einschalten. Zu unterst mit linsengroßen Geröllen von Karneol und Milchquarz.	Rote, weiße und tonige Sandsteine mit 3 Geröllhorizonten u. Pseudomorphosensandstein.	Hauptbuntsandstein: dickgeschichtete, meist rote Sandsteine, zonenweise viel Tongallen, oben mit vereinzelten Kieselgeröllen. An der Basis lockere Sandst. mit Geröllen von Quarz u. krystall. Gesteinen (Eck'sches Konglom.).	Blaßrötliche, glimmerarme Sandsteine, Quarzkörner oft mit Krystallflächen. An der oberen Grenze konglomeratisch durch Kieselgerölle, etwa 30 m über der unteren auch durch Gerölle krystall. Gesteine. Zu unterst das Eck'sche Konglomerat.	**Hauptkonglomerat**. Mit meist nur quarzit. Geröllen. **Oberer Vogesensandstein**. Meist ziegelrot, tonarm und sehr regelmäßig geschichtet. Einige geröllführende Felszonen u. zonenweise viele Tongallen. **Unterer Vogesensandstein**. Meist ziegelrot. Tongallen, krystalline Gerölle u. schwarze Flecken (Pseudomorphosen) verbreitet. Zu unterst Konglomerate.
unterer B.	Feinkörnige, meist rötliche, tonige Sandsteine, in schwachen Bänken, durch Glimmerreichtum oft dünnschieferig, mit einigen Einlagerungen von dolomitischem und kalkigem **Rogenstein**, welche sich westlich von Nordhausen auskeilen.	Bunte sandige Mergel wechsellagernd mit schwachen Sandsteinlagen, oder solchen von Tonquarzit. Ganz unten lokal Konglomerate.	**Ungleichkörniger Sandstein** mit zahlreichen Tongallen. **Feinkörnige**, oft buntgestreifte, meist plattige Sandst.; weiße kaolinführende Sandsteine. **Rote Tone** (**Bröckelschiefer**) mit dünnen Sandstein- und Dolomitbänkchen.	Rote Schieferletten (Leberschiefer) mit Roteisenerz und Sandsteinbänkchen.	Helle Sandsteine mit grünen, und rote Sandsteine m. braunen Flecken (Tigersandstein). Oft kaolinisches Cement. Rote Tone.	Vorherrschend weiße, fein- oder mittelkörnige Sandsteine mit etwas tonigem Bindemittel. Im südlichen Schwarzwalde fehlend.	Feinkörnige, meist rote und weiße, oft gestreifte, tonige Sandsteine, sowie Tone. Südwärts der Zaberner Bucht nicht bekannt.

Die Gesamtmächtigkeit der Buntsandsteinformation schwankt zwischen 200 und 600 m.

Die Tabelle auf S. 529 gibt einen Überblick über die Gliederung des Buntsandsteines in einigen der hauptsächlichsten Distrikte, in denen derselbe zur Ausbildung gelangt ist.

2. Der Muschelkalk.

Petrographischer Charakter. Der Muschelkalk ist das Produkt des Meeres, unter welches sich der größte Teil des Buntsandsteinlandes gesenkt hat, und besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus Kalksteinen und zwar zum Teil aus ganz bestimmten Varietäten dieses Gesteines, welche sich in den verschiedenen Verbreitungsgebieten der Muschelkalkformation in ungefähr demselben Niveau wiederholen. Als wichtigste derselben sind zu bezeichnen: Wellenkalk, wulstige, dünne Schichten mit fältelig- oder wellig-runzeliger Oberfläche bildend, — Oolith, aus Kalkkügelchen von konzentrisch-schaliger Struktur bestehend, — Schaumkalk, weich, feinporös, fast schwammig (ursprünglich oolithisch), — Terebratelkalk und Encrinitenkalk (oder Trochitenkalk), ersterer aus dicht aufeinander gehäuften Individuen der Terebratula vulgaris, letzterer fast ausschließlich aus Stielgliedern von Encrinus-Arten bestehend. Einige Kalksteine des Muschelkalkes enthalten neben kohlensaurem Kalk mehr oder weniger kohlensaure Magnesia und Eisenoxydul oder Ton und gehen daher einerseits in Dolomit, anderseits in Mergel über. Die Mergel erlangen zuweilen eine ziemlich mächtige und selbständige Ausbildung und sind sehr gewöhnlich vergesellschaftet mit Anhydrit, Gyps und Steinsalz, sind dann selbst oft von Salzteilchen vollkommen imprägniert und stehen in diesem Falle dem Salztone nahe, welcher ebenfalls als fast steter Begleiter des Anhydrites auftritt. Anhydrit, Gyps, Steinsalz und Salzton bilden in inniger Vergesellschaftung einen wichtigen Schichtenkomplex in der mittleren Etage der Formation. Dolomite oder stark dolomitische, zum Teil sehr eisenschüssige Kalksteine finden sich in vielen Regionen der Muschelkalkformation, z. B. in Oberschlesien, Thüringen, Elsaß-Lothringen und Nachbarländern. In manchen Gegenden beginnt die ganze Schichtenreihe des Muschelkalkes mit einem Komplexe von zum Teil ockerigen, auf ihren Schichtungsflächen wellig gerunzelten Dolomiten, welche einen größeren oder kleineren Teil des Wellenkalkes anderer Gegenden vertreten und Wellendolomite genannt werden.

Einen von dem normalen ganz abweichenden petrographischen Charakter besitzt ein Teil der Muschelkalkformation im Gebiete der Saar, Mosel, im Luxemburgischen und im Elsaß, sowie in der Gegend von Baireuth, wo die untere Abteilung derselben nicht kalkig, sondern sandig ist, so daß man dort von einem Muschel- oder Wellensandstein, d. h.

einem Sandsteine mit den organischen Resten des Wellenkalkes sprechen kann.

Manche Schichtungsflächen des Muschelkalkes sind bedeckt mit wurm- oder hufeisenförmigen, seltener spiraligen, fingerdicken Wülsten von Kalkstein, sogenannten »Schlangenwülsten«, welche als versteinerte Hornschwämme (Rhizocorallien) betrachtet werden. Sehr häufig greifen auf einander liegende Kalksteinschichten infolge ungleicher Druckeinwirkung in zylindrischen oder konischen Fortsätzen ineinander ein. Die geraden oder gebogenen, längsgestreiften, nach aufwärts oder abwärts gerichteten Kalkzylinder tragen an ihrem Ende gewöhnlich den ihrem Umfang entsprechenden Teil derjenigen schwachen Lettenlage, welche die Kalksteinschichten voneinander trennt, beziehungsweise diejenigen festen Körper (Muscheln, Knochen usw.), welche ursprünglich auf den Schichtflächen gelegen hatten; sie werden als Stylolithen bezeichnet und finden sich, wenn auch schon in Kalksteinen älterer Formationen (Silur, Zechstein), doch am schönsten im Schaumkalk von Rüdersdorf und im oberen Muschelkalk von Württemberg. Bei konischer Verzapfung der Kalksteinschichten hat keine Zerreißung, sondern nur eine hohlkegelartige Auftreibung der Lettenlage stattgefunden (selten bei Rüdersdorf beobachtet).

Während der Ablagerung der Trias sind Ergüsse von vulkanischen Gesteinen auf deutschem Boden nicht erfolgt, so daß hier die gesamte triadische Schichtenreihe rein sedimentären Ursprungs ist.

Erzführung. Der Muschelkalkformation gehören die Eisenerz-, Bleiglanz- und Zinkerzlagerstätten von Tarnowitz und Beuthen in Oberschlesien, sowie die Galmeivorkommen von Wiesloch in Baden an. Ihre Bildung fällt jedoch keineswegs mit der Ablagerung der sie einschließenden Gesteine des Muschelkalkes zusammen, sondern gehört späteren Zeiträumen an.

In Oberschlesien *) finden sich abbauwürdige Blei-, Zink- und Eisenerzlagerstätten besonders in zwei flachen Mulden des östlichen Muschelkalkgebietes, nämlich in der Tarnowitz-Trockenberger und der Beuthener Mulde, und bilden hier mehr oder minder zusammenhängende, oft flötzartige Ablagerungen an der Basis, sowie inmitten des Himmelwitzer Dolomites (siehe S. 539 u. die Tabelle S. 536). Beide führen in dolomitischer Grundmasse entweder nur Bleiglanz und sind dann selten mehr als 1 m mächtig, oder aber wesentlich Zinkerze und erreichen dann viel bedeutendere Mächtigkeit und Ausdehnung. In letzterem Falle besteht das untere Lager vorwiegend aus Zinkblende nebst Schwefelkies und Bleiglanz, das obere fast ausschließlich aus rotem Galmei, d. h. eisenschüssigem, zinkhaltigem Dolomit. Am Ausgehenden vereinen sich beide Lager zu einem

---

*) R. Althans, Die Erzformation des Muschelkalkes in Oberschlesien. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Bd. XII. 1891. S. 37.

einzigen, das stellenweise bis zu 20 m anschwillt und wesentlich aus rotem Galmei und Bleiglanz besteht. Häufig setzt dieser Galmei auf Spalten und Schlotten in den das Liegende bildenden Sohlenkalkstein hinab (Fig. 353, β).

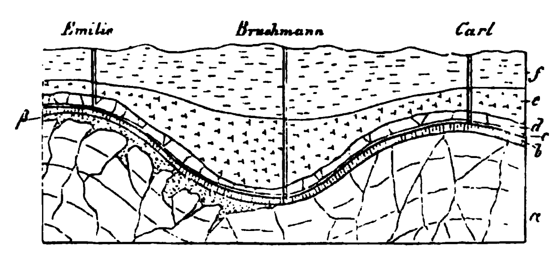


Fig. 353. Profil der Bally-Castle-Grube zwischen Tarnowitz und Beuthen in Oberschlesien. Nach *Runge*.
a Sohlenkalkstein, *b* roter Galmei, β weißer Galmei, *c* Bleiglanz, *d* Dolomit, *e* Brauneisenerz, *f* Letten.

In solchen Vorkommnissen, sowie im Liegenden des roten Galmeis am Ausgehenden des Lagers wird der Galmei reiner und dann als weißer Galmei bezeichnet. Mächtige Lager von z. T. zink-, z. T. manganhaltigem, erdigem Brauneisenerz treten an Stelle oder im Hangenden des erzführenden Dolomites, namentlich aber selbständig in Vertiefungen des Sohlenkalksteines auf.

Bei Wiesloch in Baden*) finden sich 5 Erzstöcke, von welchen einer aus Zinkblende mit Bleiglanz und Markasit, die anderen aus Galmei bestehen, als Ausfüllungsmasse von Klüften, welche den dortigen oberen Muschelkalk durchschwärmen und sich in gewissen Horizonten und zwar an solchen Stellen, wo sie den Kontakt von Encrinitenbänken und dichtem Kalksteine kreuzen, unregelmäßig höhlenartig erweitert haben.

Paläontologischer Charakter. Als marine Bildung ist der Muschelkalk, wie zu erwarten, außerordentlich arm an Pflanzenresten, welche sich auf das lokale Auftreten von Kalkalgen, nämlich Gyroporella im unteren Muschelkalk Oberschlesiens und Diplopora im mittleren Muschelkalk von Elsaß-Lothringen, ferner auf einige eingeschwemmte Farnwedelfragmente (Neuropteris Gaillardoti) und Coniferenreste (Voltzia Weissmanni) beschränken. Auch die Fauna des Muschelkalkes ist eine verhältnismäßig nicht sehr formenreiche, wenn diese Armut auch durch die Fülle der Individuen, in welcher manche Muschelkalkspezies auftreten, weniger auffällig gemacht wird. Die wichtigsten, als charakteristische Leitfossilien zu betrachtenden Vertreter der deutschen Muschelkalkfauna sind von Echinodermen: Encrinus liliiformis Lam. (Fig. 354), dessen Kronen selten, dessen Stielglieder außerordentlich häufig sind, — Encrinus Carnalli Beyr., —

*) A. Schmidt, Die Zinkerz-Lagerstätten von Wiesloch. Heidelberg 1881.

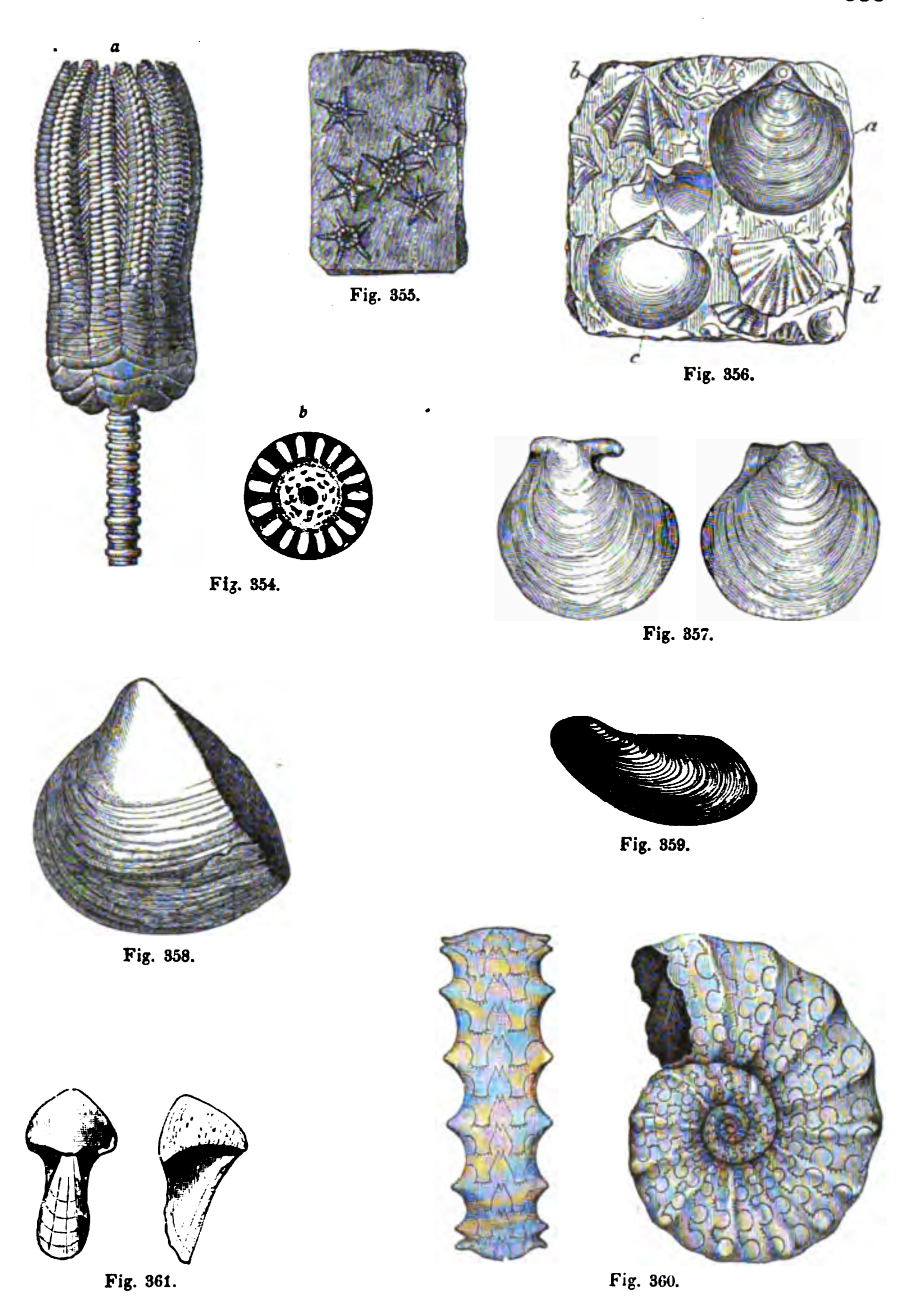


Fig. 354. Encrinus liliiformis Lam. — Fig. 355. Aspidura scutellata Bronn. — Fig. 356. *a* Terebratula vulgaris Schloth., *b* Retzia (Spirigera) trigonella Schloth., *c* Spiriferina Mentzeli v. B., *d* Rhynchonella Mentzeli v. B. sp. — Fig. 357. Pecten laevigatus Bronn. — Fig. 358. Myophoria laevigata Alb. — Fig. 359. Gervillia socialis Quenst. — Fig. 360. Ceratites nodosus Haan. — Fig. 361. Rhyncholithes hirundo Big. (Oberkiefer von Nautilus).

Aspidura scutellata Bronn (Fig. 355), eine weitverbreitete Ophiure; — von Brachiopoden: Terebratula (Coenothyris) vulgaris Schloth. (Fig. 356*a*) nebst ihrer Varietät cycloides Zenk., das häufigste Muschelkalkfossil, — Terebratula Ecki Frantzen, — Waldheimia angusta Schloth., — Spirigera trigonella Schloth. (Fig. 356*b*), — Spiriferina hirsuta Alb., — Spiriferina fragilis Schloth., — Spiriferina Mentzeli v. Buch (Fig. 356*c*), — Rhynchonella decurtata Gir. sp., — Rhynchonella Mentzeli Buch sp. (Fig. 356*d*); — von Zweischalern: Ostrea placunoides Münst., eine kleine Auster, welche sehr gewöhnlich auf Ceratiten aufgewachsen vorkommt und in den Reichslanden in manchen Horizonten ganze Klötze bildet, — der handgroße Pecten laevigatus Bronn (Fig. 357), — der meist kleinere Pecten discites Bronn, — Lima lineata und striata Goldf., — Gervillia socialis Quenst. (Fig. 359), — Myophoria laevigata Alb. (Fig. 358), — Myoph. cardissoides Alb., — Myoph. vulgaris Bronn, — Myoph. orbicularis Bronn, — Trigonodus Sandbergeri Alb., — Unicardium anceps Schloth. sp. (= Arca Schmidi Gein.), — Myacites musculoides Schloth.; — von Gastropoden: Dentalium laeve Schloth., — Natica gregaria Schloth. sp., — Chemnitzia scalata Goldf.; — von Cephalopoden: Ammonites (Hungarites) Strombecki Griep., — Ammonites (Beneckeïa) Buchi Alb. und cognatus Wag., — Ammonites (Balatonites) Ottonis Buch, — Ammonites (Ceratites) antecedens Beyr., — Ammonites (Ceratites) semipartitus Buch, — Ammonites (Ceratites) nodosus Haan (Fig. 360), — Ammonites (Ptychites) dux Gieb., — Ammonites (Acrochordiceras) Damesi Nötl., — Nautilus bidorsatus Bronn und dessen Kiefer Rhyncholithes hirundo Big. (Fig. 361) und Conchorhynchus avirostris Blainv.; — von Arthropoden: ein dem Genus Astacus nahe stehender langschwänziger Krebs Pemphix Sueuri Bronn. Von Fischresten sind namentlich die kegelförmigen, mit beiderseitigen Nebenzähnchen versehenen Zähne von Hybodus plicatilis Ag. (Fig. 362*a*), sowie die flachen, mit einer mittleren Längsfalte versehenen Pflasterzähne von Acrodus, ferner die spitz kegelförmigen, mit gefalteten Wurzeln versehenen Zähne von Saurichthys apicalis Ag. (Fig. 362*b*), endlich die rhombischen Schuppen von Ganoidfischen (Gyrolepis und Colobodus) häufig. Zu ihnen gesellen sich Schädel, Oberkiefer und Zähne von Placodus gigas Ag. (Fig. 364), eines vielleicht schildkrötenartigen Reptils, sowie die Reste der ältesten Meeressaurier, Nothosaurus mirabilis Münst. (Fig. 363), N. Andriani v. M., N. angustifrons v. M., N. latifrons Gür., Anarosaurus Dames, Cymatosaurus v. Fritsch. Der Schädel von Placodus ist sehr niedrig, hat große Schläfenöffnungen, seitlich gelegene Augenhöhlen, trägt auf Gaumen und Oberkiefer pflasterartige oder bohnenförmige schwarze Gaumenzähne von ansehnlicher Größe und vorn stumpfe, meißelförmige

Schneidezähne. Die flachen, schlanken, über zwei Fuß langen Schädel des Nothosaurus zeigen hinten die ungewöhnlich großen Schläfengruben, zwischen ihnen ein kleines Scheitelloch, etwas vor der Mitte die Augenhöhlen

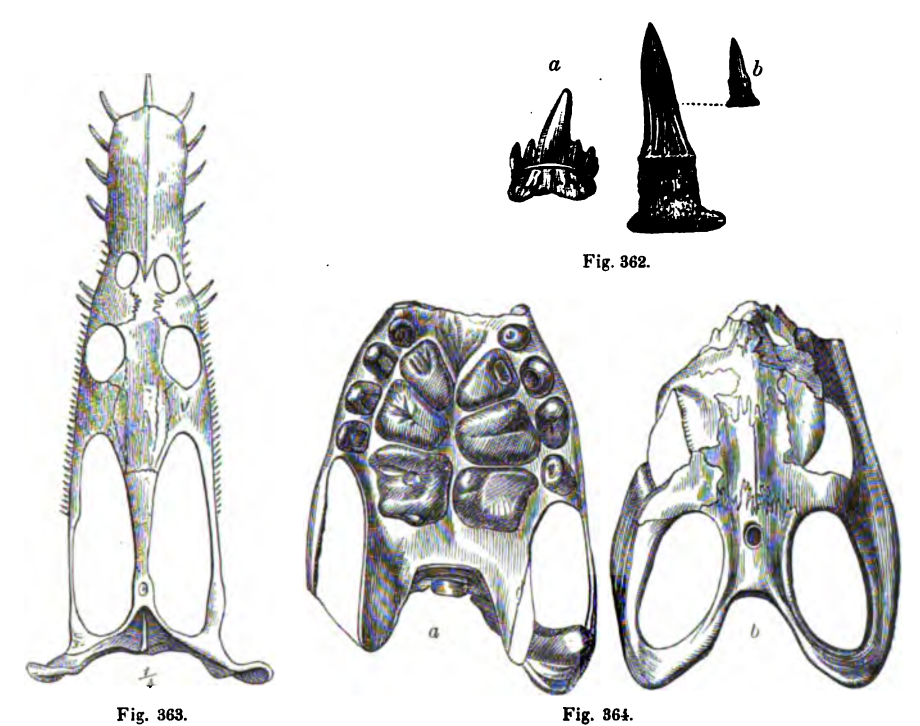


Fig. 362.

Fig. 363. Fig. 364.

Fig. 362. a Hybodus plicatilis Agass., b Saurichthys apicalis Agass. — Fig. 363. Nothosaurus mirabilis Münst. — Fig. 364. Schädel von Placodus gigas Agass., a von unten, b von oben.

und vor ihnen die Nasenlöcher. Die Zwischenkiefer tragen 9 große, gestreifte Zähne, deren neunter gerade in der Mitte der Kinnspitze steht. Die scharf zugespitzten Zähne stecken in Zahngruben. Der Hals war langgestreckt und bestand aus 20 Wirbeln, der gedrungene, mit einem kurzen Schwanz versehene Rumpf trug 4 Ruderfüße.

Nur schwach vertreten sind die Schwämme, von Rhizocorallium abgesehen (Peronella caminensis Beyr. sp. u. a.), die Korallen (Montlivaultia, Thamnastraea, Isastraea, Latimaeandra, Stylina), die Asteriden (Trichasteropsis, Pleuraster, Ophioderma, Aspidura), die Echiniden (Cidaris), die Anneliden (Serpula).

Gliederung der Muschelkalkformation. Die Muschelkalkformation gliedert sich infolge der während ihrer Ablagerung sich vollzogen habenden Oszillationen in drei Schichtengruppen (siehe Tabelle S. 536—537).

a) Unterer Muschelkalk, Wellenkalkgruppe, marin, 30—150 m

Gliederung des

	in Oberschlesien und Polen nach *Eck*.	bei Rüdersdorf nach *Eck* und *Zimmermann*.	in Thüringen nach *Heinr. Credner. E. E. Schmid, R. Wagner* u. A.
Oberer M.-K. (Hauptmuschelkalk.)	Rybnaër Kalkstein und Dolomit (Opatowitzer Kalkstein zum Teil) m. Cerat. nodosus, vielen Fisch- und Saurierresten, Acrodus, Hybodus, Saurichthys, Nothosaurus.	Schichten mit Ceratites nodosus, Gerv. socialis, Corbula dubia, C. gregaria, Pect. discites, Nucula elliptica u. a. 35 m. Glaukonitische Kalksteine mit Monotis Albertii, Encr.-Stielglieder. 6 m. Kalke mit Myoph. vulgaris, Gerv. costata, Hybodus, Gyrolepis. 8,7 m.	Obere Tonplatten; Wechsellagernde Kalk- und Mergelschichten mit Cerat. nodosus, Naut. bidorsatus, Spirif. fragilis, Myoph. pes anseris. Bank mit Ter. cycloides (Nodosusschichten). Untere Tonplatten; Schichten mit Pecten discites, Schichten mit Gerv. socialis. Trochitenkalk (Striatakalk). Kalke mit Lima striata, Encr. liliiformis, Oolithische Kalke mit Hornstein.
Mittlerer M.-K. (Anhydritgruppe).	Mergelige Dolomite, versteinerungsleer.	Mergelige Dolomite u. dolom. Mergel, 65 m, mit Ling. tenuissima, Gerv. socialis, costata, Myoph. vulgaris, Acrodus, Hybodus, Gyrolepis.	Dolomitische Kalke und Kalkschiefer, zuweilen mit Einlagerungen von Anhydrit, Gyps, Steinsalz (Stotternheim, Erfurt). Zellenkalke.
Unterer M.-K. (Wellenkalkgruppe).	Himmelwitzer Dolomit mit Diplopora cylindrica u. silesiaca, Myoph. orbicularis. Kalkstein von Mikultschütz mit Spir. trigonella, Spir. Mentzeli, Rhynch. decurtata, Rh. Mentzeli, Encr. aculeatus. Encriniten- und Terebratelschichten, Spir. hirsuta. Schaumkalkartige Schichten von Gorasdze. Blauer Sohlenstein mit Ter. angusta, Ter. vulgaris, Sp. trigonella, Amm. Buchi. Kalk von Chorzow, Encr. gracilis, Gerv. socialis, Gerv. mytiloides, Nuc. Goldfussi, Pect. laevigatus, Naut. bidorsatus, Amm. Strombecki, Hybodus, Saurichthys. Cavernöser Kalk, versteinerungsleer.	Tonige Kalke mit Myoph. orbicularis. 8 m. Schaumkalk führende Abteilung, 80 m, mit Encr. Carnalli, Encr. Brahli, Ter. vulgaris, Cid. grandaeva, Ostr. ostracina, Pect. discites u. laevigat., Lima striata, Gerv. subglobosa und costata, Myoph. vulgaris, elegans, ovata, laevigata. Chemnitzia scalata, Turbo gregarius, Dent. torquat.; Amm. Buchi nur in den untersten Schichten, Amm. antecedens, Amm. dux. Unterer Wellenkalk. 80 m mit einigen an organ. Resten reichen Schichten, diese mit: Rhizocor. commune, Gerv. costata, Turbo gregarius, Dental. torquatum, Chemnitzia scalata; Amm. Buchi und Amm. Ottonis nur in den obersten Schichten. Mergel mit Myophorienplattenkalken und Trochitenbänkchen.	Orbicularisplatten mit Myoph. orbicularis. Schaumkalk. 2—4 Bänke mit Myoph. ovata, laevigata, Gerv. Goldfussi, Amm. cognatus, Amm. dux. Wellenkalk. Terebratelbank mit Ter. vulgaris und Encrinus-Stielgliedern. Wellenkalk. Bank mit Spir. fragilis. Wellenkalk. Obere Oolithbank. Wellenkalk. Untere Oolithbank mit Ter. Ecki. Unterer Wellenkalk. Flaseriger Mergelkalk mit Lima lineata, Dentalien, Ophiuren, Unicardium. Ebene Kalkschiefer (Cölestinschichten b. Jena mit Amm. Buchi, Myoph. vulgaris, Modiola hirudiniformis.

deutschen Muschelkalkes

bei Würzburg nach *Sandberger*.	in Württemberg nach *v. Alberti* und *Eck*.	in Elsaß-Lothringen nach *Benecke*, *Schumacher* und *van Werveke*.
Kalk m. Trigonodus Sandbergeri 2 m mächtig, östlich von Würzburg. — Ostracodenton, westlich von Würzburg. Wulstiger Kalk mit Cer. semipartitus. Kalkplatten mit C. nodosus. Kalkbänke mit C. nodosus und Pecten discites. Encrinitenbänke mit Spiriferina fragilis. Kalkbänke mit Pecten discites. Bänke mit Myoph. vulg. und Gerv. costata mit der Hauptencrinitenbank. Kalke und Mergelkalke mit Hornstein.	Dolomite mit Hornsteinknollen, Stylolithen, Ostr. spondyloides, Cerat. semipartitus, Myoph. Goldfussi, Trigonodus Sandbergeri. Tone u. Kalkplatten m. Cerat. nodosus, Naut. bidorsatus. Kalkbänke mit Pecten discites, Lima striata, Cer. nodosus, Spirif. fragilis, Terebr. vulg., Encrinus-Stielgliedern. Schaumkalk, Oolithe u. Trochitenkalke. Kalke mit Pemphix Sueuri. Trochitenkalke.	Dolomitische Stufe. Dolomitische Kalke, Mergel u. Dolomite mit Fischresten, Trigonodus, Myoph. Goldfussi, Lingula tenuissima. Nodosenkalk, zu oberst mit Cer. semipartitus und Terebratelbänken. In bez. zwischen diesen Ostr. ostracina, z. T. große Klötze bildend, sowie Bonebeds von Fischresten. Trochitenkalk zum Teil oolithisch mit Hornsteinknollen.
Zellendolomit, lokal Ton-, Salz- und Gypsbildungen.	Zellendolomit und Kalk mit Chalcedonnieren. Tone, Anhydrit, Gyps und Steinsalz (am Neckar und Kocher).	Dolomitische Mergel, Dolomite und Zellenkalke m. Hornstein, Saurier- und Fischresten, Myac. compressus, Corbula u. Diploporen. Gypslager, dazwischen Steinsalzhorizont (Saaralben u. a. O.).
Mergel mit Myoph. orbicularis, 8 m; »Sackbank«, 0,3 m, und gelbe Mergel, 1 m. Schaumkalk, 2 Bänke mit Myoph. laevigata, Gerv. costata, socialis; Pect. discites, Dent. torquatum, 6,40 m. Wellenkalk, 7 m. Spiriferina hirsuta-Bank, 0,39 m. Wellenkalk, 16 m. Spiriferina-Bank, Sp. fragilis. Wellenkalk, 1 m. Terebratelbank, 0,56 m, Ter. vulg., Ter. angusta, Spir. hirsuta. Wellenkalk, Oolith, Wellenkalk, 35 m. Dentalienbank mit Dent. torquatum, Natica gregaria, Amm. Buchi, A. Strombecki, 0,66 m. Wellenkalk, wulstige u. krystall. Kalke mit Lima lineata, Unicardium anceps, Myoph. cardissoides, 17 m. Wellendolomit mit Ling. tenuissima, Estherien und Saurierknochen, 4 m. (Nach Frantzen Röt.)	Mergel und Kalksteine mit Myoph. orbicularis usw. Mergelschiefer, Kalksteine und Dolomite m. Discina discoides, Lima lin., Nautilus bidorsatus. Dolomitbank mit Terebr. vulgaris, Terebr. angusta. Schwarzer Schieferton, graue Mergelschiefer mit Dolomitbänken. Ling. tenuiss., Myoph. cardiss., Naut. bidorsat., Cerat. antecedens. In der Mitte Schichten mit Gerv. soc. oder Lima lin., oder Unicardium anceps; unten eine Schicht mit Amm. Buchi, Mixosaurus atavus. Schicht mit Terebratula Ecki. Mergelschiefer und Dolomit. Myoph. cardiss., Lima radiata, Lingula tenuiss. Dolomit m. Myoph. vulg., Disc. discoides, Lingula tenuiss. Kupferlasur und Malachit auf den Klüften (Amm. Strombecki).	Tonige Dolomite oder dolomit. Mergel, z. T. bituminös mit Myoph. orbicularis. Crinoidenschichten: Schaumkalk u. Wellenkalk; an der Basis die Pentacrinusbank. Wellenmergel. Terebratelzone: Mergel und Terebrateln führende Dolomit- und Sandsteinbänke mit Ter. vulg. und Spiriferina. Mergel, Tone und gelbliche, sandige Dolomite oder Dolomitsandstein (Muschelsandstein) mit Myoph. vulgaris, Myoph. laevigata, Gerv. socialis, Pect. discites, Lima striata, Amm. Buchi, Amm. Strombecki. Zu unterst mit trochitenreichen Muschelsandsteinbänken (Trochitenbänke, Trochitenzone).

mächtig, aus Wellendolomit, Wellenkalk, Bänken körnigen Kalksteines, dickbänkigen Dolomiten und Mergelschiefern (bei Jena mit Lagen und Nestern von Cölestin), sowie eingelagerten Terebratel- und Encrinitenkalken bez. -dolomiten und Schaumkalken, lokal aus Sandstein bestehend, deren Anteil an der Zusammensetzung in den verschiedenen Gegenden aus der Tabelle auf S. 536 und 537 zu entnehmen ist. Die gesamte Schichtengruppe ist nicht besonders reich an organischen Resten, wenn man von den erwähnten zoogenen Kalksteinen und Dolomiten, sowie von manchen äußerst fossilreichen Bänken des Muschelsandsteines absieht. Unter ihnen sind auf den unteren Muschelkalk beschränkt und als Leitformen für denselben zu betrachten: Encrinus Brahli, E. gracilis, E. silesiacus, E. Carnalli, Holocrinus Wagneri und Beyrichi, Terebratula Ecki, Spiriferina hirsuta, Lima lineata, Gervillia subglobosa und mytiloides, Myophoria cardissoides, curvirostris und orbicularis, Ammonites Buchi, A. cognatus, A. Strombecki, A. Ottonis, Ceratites antecedens, Ammonites dux und A. Damesi; allgemein oder lokal häufig, aber nicht auf unteren Muschelkalk beschränkt sind: Terebratula vulgaris, Spiriferina fragilis, Myophoria elegans und laevigata, Natica gregaria, Dentalium torquatum.

b) Mittlerer Muschelkalk, Anhydritgruppe, hervorgegangen aus der Hebung des bisherigen Meeresbodens, sowie aus der Bildung und Eindampfung von ausgedehnten Salzseen, ist 30—100 m mächtig und besteht wesentlich aus Dolomiten, zum Teil mit Hornsteinknollen, zum Teil zellig bis cavernös (Zellendolomit), Kalksteinen, Mergeln, Anhydrit, Gyps und Steinsalz. Da der Gyps stockförmige und das Steinsalz unregelmäßig linsenförmige Massen zu bilden pflegen, so zeigt der ganze sich ihnen anschmiegende Komplex stark gewundene und gefaltete Schichten. Hierher gehörende Steinsalzlager liefern das Material der zahlreichen Salinen der Neckargegenden und derer bei Basel, bei Erfurt, Buffleben, Stotternheim in Thüringen und werden bei Stetten in Hohenzollern, bei Heilbronn, Kochendorf und Wilhelmsglück in Württemberg*) und bei Erfurt in Thüringen bergmännisch abgebaut. Auch in Lüneburg ist im mittleren Muschelkalk ein 60 m mächtiges Steinsalzlager durchbohrt worden (G. Müller). Diese mittlere Gruppe des Muschelkalkes ist außerordentlich arm an organischen Resten, die sich hauptsächlich auf Lingula tenuissima, einige Myophorien und Gervillien, Fischreste, Saurierknochen und -zähne beschränken, zu denen sich in Elsaß-Lothringen Kalkalgen und zwar Diploporen gesellen (Benecke und Schumacher). Aus erneuter Senkung geht hervor der

c) Obere Muschelkalk, Friedrichshaller Kalk Alb., Hauptmuschelkalk Quenst., 60—120 m mächtig, aus glatt- und dickschichtigem

*) Vergl. die Profile Tafel I in K. Endriß, Die Steinsalzformation im mittleren Muschelkalk Württembergs. Stuttgart 1898, und das Kärtchen von O. Reis, Z. f. prakt. Geol. 1899. S. 153.

Kalkstein, dessen Bänke sich mit ihren tonigen Zwischenlagern in großer Einförmigkeit hundertfach übereinander wiederholen, sowie aus dünnen Kalkplatten bestehend, zwischen welche Tone und Mergel eingeschaltet sind. Der obere Muschelkalk ist von allen drei Abteilungen am reichsten an organischen Resten. Von ihnen sind auf den oberen Muschelkalk beschränkt: Encrinus Schlotheimi, Trigonodus Sandbergeri, Myophoria simplex, pes anseris und Goldfussi (letztere beide in den unteren Keuper hinaufgehend), Ceratites nodosus, semipartitus und enodis; hauptsächlich dem oberen Muschelkalk eigen sind: Encrinus liliiformis, Pecten laevigatus und reticulatus, Lima striata, Pemphix Sueuri; häufig in einzelnen Schichten, so daß sie fast ausschließlich das Material derselben bilden, sind: Encrinus liliiformis, Terebratula vulgaris und cycloides, Pecten discites, Myophoria vulgaris, Gervillia socialis.

Der obere Muschelkalk gliedert sich allenthalben in eine untere Stufe, den Trochitenkalk, und eine obere Stufe, die Nodosenschichten, auf welche im südwestlichen Deutschland noch die Trigonodus- und Semipartitusschichten folgen (vgl. die Tabelle).

Der oberschlesische Muschelkalk wurde früher mit Bezug auf den erzführenden Horizont desselben in Sohlenstein, erzführenden Dolomit und Dachkalkstein (Kalkstein von Opatowitz) gegliedert und überhaupt als eine ganz eigentümliche Fazies der Muschelkalkformation aufgefaßt. Später zeigte jedoch Eck, daß im ganzen eine wesentliche Übereinstimmung der oberschlesischen Muschelkalkformation mit derjenigen des westlichen Deutschlands besteht. (Siehe Äquivalenztabelle S. 536.) In paläontologischer Beziehung sind ihnen nicht nur die meisten Versteinerungen gemeinsam, sondern es ist auch die vertikale Verbreitung dieser Formen durch die einzelnen Etagen des Muschelkalkes fast durchgängig dieselbe. Hervorzuheben ist nur das Vorkommen einer Anzahl von Spezies aus der später zu besprechenden alpinen Trias. Hierher gehören Encrinus gracilis Buch, Thamnastraea silesiaca Beyr., Rhynchonella decurtata Gir., Rhynchonella Mentzeli Buch, Waldheimia angusta Schloth., Spiriferina Mentzeli v. Buch, Sp. fragilis Schloth., Sp. hirsuta Alb., Spirigera trigonella Schloth., Gyroporella cylindrica und silesiaca Gümb., welche in Oberschlesien nur im unteren Muschelkalk vorkommen, und von welchen die drei ersten vereinzelt auch im übrigen unteren deutschen Muschelkalk, Waldheimia angusta und Spirigera trigonella im Wellenkalk und Trochitenkalk, Spiriferina Mentzeli im Coburger Trochitenkalke gefunden wurden, und Spiriferina fragilis und hirsuta im unteren Muschelkalk des südwestlichen Deutschlands nicht selten sind. In petrographischer Beziehung weicht besonders der untere Muschelkalk Oberschlesiens von der typischen Entwickelung im westlichen Deutschland ab, indem er unten hauptsächlich aus einem Wechsel von Wellenkalk und dick-

bankigen Kalksteinen, oben entweder aus mächtigen Dolomitablagerungen oder aus dickbankigen Kalksteinen, teils porösem, teils dichtem Kalkstein besteht. Zugleich hat die Mächtigkeit dieser unteren Gruppe auf Kosten der mittleren und oberen Abteilung außerordentlich zugenommen, indem sie 170 m, die der beiden anderen aber nur 20 und 10 m beträgt.

3. Der Keuper.

Der Keuper, der oberste der triadischen Schichtenkomplexe, besteht hauptsächlich aus bunten Letten und Mergeln von vorwaltend roter, grauer und grüner, aber auch gelber, brauner, bläulicher und violetter Färbung, die entweder lagenweise scharf miteinander abwechseln, oder Flammen, Streifen und Flecken im Grunde der anderen bilden. Zu diesen Letten und Mergeln gesellen sich bunte Tone, sowie Einlagerungen von Gyps, Anhydrit, lokal Salzton und Steinsalz. Der Gyps tritt im Keuper nicht nur in Form unregelmäßiger Stöcke und Lager, sowie dünngeschichteter Flötze, sondern auch, und zwar sehr häufig, in Knollen, Trümern, Adern und Schmitzen mit den Mergeln netzartig verflochten auf. Sandsteine, meist feinkörnig und grau, grünlich, rötlich oder weiß bis gelblich gefärbt, nehmen einen bedeutenden Anteil an der Zusammensetzung der Keuperformation und zwar namentlich deren unterster und oberster Stufe. Endlich erscheinen auch dolomitische Kalksteine und Dolomite, meist fein krystallinisch oder dicht, manchmal cavernös und porös, reich an organischen Resten nur in einzelnen Bänken oder Komplexen von unbedeutender Mächtigkeit. Als sehr untergeordnete Glieder des Keupers sind schließlich noch schwarze, zum Teil von Pflanzenresten angefüllte Kohlenletten und unreine, tonige Kohle (Lettenkohle) anzuführen. Bei Siwierz in Polen werden zwei 30—50 Zoll mächtige Flötze und ein 80 Zoll mächtiges Flötz von Keuperkohlen mit Vorteil abgebaut. In Thüringen kommt Lettenkohle namentlich bei Mattstedt unweit Weimar, bei Tennstädt, Mühlhausen, Sonneborn, Arnstadt, in Franken z. B. bei Kissingen und Würzburg vor.

Paläontologischer Charakter. Sind auch die Gattungen Equisetum (vertreten durch E. arenaceum Brongn.), Schizoneura mit Sch. Lehmanniana Göpp. sp., — Danaeopsis mit D. marantacea Presl sp., — Lepidopteris mit L. Stuttgartiensis Brongn. sp., — Clathropteris mit Cl. Münsteriana Schenk, — noch höchst charakteristisch für den Keuper, so fangen doch die Equisetaceen und Farne bereits an, etwas in den Hintergrund zu treten, während sich die Cycadeen auf deren Kosten zu entfalten beginnen. Pterophyllum Jaegeri Brongn., Pterophyllum longifolium Brongn., Pterophyllum Braunianum Göpp. (Fig. 365) sind ihre verbreitetsten Angehörigen, während in den Gattungen Zamites,

Pterozamites, Otozamites ganz neue Cycadeentypen erscheinen. Neben ihnen spielen auch Coniferen eine nicht unbedeutende Rolle; ihr hauptsächlichster Vertreter ist Glyptolepis Keuperiana. Zu ihnen gesellen sich die neuen Gattungen Palissya, Thuites, Palaeoxyris.



Fig. 365. Pterophyllum Braunianum Göpp. Nach *F. Römer.*



Fig. 366. Esthρria minuta Alb. Nach *F. Römer.*

Die Fauna des Keupers ist eine ärmliche. Diejenige seiner unteren Hauptstufe (der Lettenkohlengruppe) ist eine verarmte, aber typische Muschelkalkfauna, weshalb auch wiederholt der Vorschlag gemacht worden ist, die Lettenkohlengruppe zum Muschelkalk zu ziehen. Aus letzterem steigt eine größere Anzahl Conchylien in diesen unteren Keuper hinauf, so Gervillia socialis und costata, Myophoria vulgaris usw.; Gervillia subcostata und Myophoria Goldfussi, in Süddeutschland schon im Muschelkalk vertreten, erreichen hier ihre Hauptentwicklung; andere, wie Myophoria transversa Born., Struckmanni Stromb., Anoplophora lettica und donacina treten neu hinzu. Corbula Keuperiana und Myophoria Raibliana, eine mit der alpinen Keuperfauna gemeinsame Form, spielen in einer weit verbreiteten Schicht des mittleren Keupers eine nicht unwichtige Rolle. Von den Conchylien des oberen Keupers (des Rhät) sind Avicula contorta, Taeniodon Ewaldi, Protocardia rhaetica verbreitet, einige zeigen nahe Verwandtschaft mit älteren Formen, wie Myophoria postera mit Myophoria elegans, andere mit jüngeren, wie Lima praecursor mit Lima gigantea. Bewohner tieferen Wassers, wie Cephalopoden, fehlen im Keuper fast ganz, nur im thüringischen Grenzdolomit wurde je 1 Exemplar von Ceratites Schmidi Zimmerm. und eines Nautilus (ein solches auch bei Crailsheim) gefunden, Brachiopoden sind nur durch allerdings sehr reichliche Lingula tenuissima, lokal auch durch ganz vereinzelte Exemplare von Terebratula vulgaris vertreten.

Sehr häufig ist Estheria minuta (Fig. 366). Zahlreich vertreten sind Fisch-, Labyrinthodonten- und Saurierreste, von welchen Schuppen, Zähne, Knochen und Koprolithen einzelne Lagen ganz erfüllen können. Die Fische sind besonders vertreten durch Arten der Gattungen Hybodus, Acrodus, Saurichthys. Hervorzuheben ist Semionotus Bergeri Ag. (Fig. 369), dessen ausgezeichnet erhaltene Abdrücke aus dem Keupersandstein von Coburg und anderen Orten erkennen lassen, daß zwar die Asymmetrie des Schwanzes dieses Ganoiden allerdings noch vorhanden, aber bei weitem nicht so stark entwickelt ist wie bei den heterocercalen Ganoiden der paläozoischen Periode. Ein anderer Fisch, Ceratodus (Fig. 370*b*), dessen flache, fächerförmig gefaltete und am Rande tief ausgezackte Zähne namentlich in der Lettenkohlengruppe Württembergs und Thüringens häufig sind, hat deshalb besonderes Interesse auf sich gezogen, weil man dieses für ausschließlich mesozoisch gehaltene Dipnoier-Genus noch lebend in Australien gefunden hat (Fig. 370*a*).

Von Labyrinthodonten sind Mastodonsaurus giganteus Jäg. (Fig. 367) und Metopias diagnosticus v. Meyer aus dem Keuper Schwabens wegen ihrer Riesengröße und prachtvollen Erhaltung besonders bemerkenswert*). Ihre gewaltigen, längsgerieften Zähne zeigen, im Dünnschliffe unter dem Mikroskope betrachtet, zahlreiche, ungefähr radial verlaufende, wellig gewundene Linien, welche die gekrösartige Struktur der Zahnsubstanz verraten (Fig. 368). Von Reptilien sind Nothosaurier nicht selten. Dem Stubensandsteine des mittleren Keupers von Stuttgart wurden eine Gruppe von 24 Individuen eines in manchen Beziehungen rhynchocephalenartigen Sauriers, Aëtosaurus ferratus Fraas**), zahlreiche Reste von Belodon Kapffi v. M. (Fig. 371), eines langschnauzigen Crocodiliers, sowie von Zanclodon laevis Qu., einem riesigen Dinosaurier, — ferner dem oberen Keupersandstein die älteste Schildkröte (Proganochelys Baur = Psammochelys Quenst.) entnommen.

Aus dem obersten Keuper (Bonebed) von Württemberg stammen seltene, kleine, zweiwurzelige, vielhöckerige Backzähnchen, welche Beuteltieren zugeschrieben werden, die man Microlestes antiquus Plien. und Triglyphus Fraasi Lyd. genannt hat. In ihnen treten uns die Reste der ältesten die Erde bewohnenden Säugetiere entgegen. Auch in dieser Klasse eröffnen somit die unvollkommensten Vertreter den Reigen, der in der Mannigfaltigkeit der Jetztwelt gipfeln sollte.

Gliederung des Keupers. Wie der Muschelkalk, läßt sich auch die Keuperformation in drei Stufen gliedern, welche freilich in ihren verschiedenen Bildungsräumen in einer sehr wechselnden Mächtigkeit und nicht

*) E. Fraas, Die Labyrinthodonten der schwäbischen Trias. Stuttgart 1889.

**) O. Fraas, Aëtosaurus ferratus Fr. Stuttgart 1877. — E. Fraas, Die Schwäbischen Trias-Saurier. Festschrift. Stuttgart 1896.

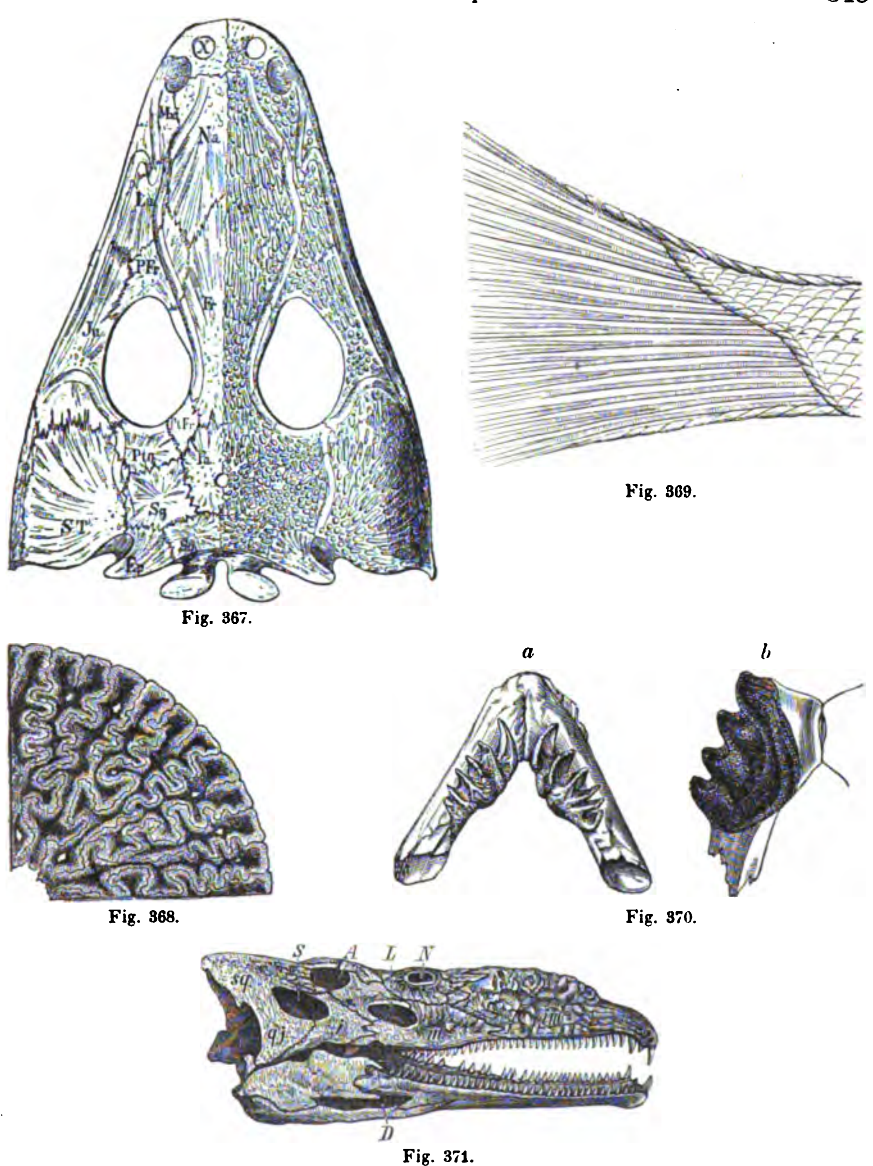


Fig. 367. Fig. 368. Fig. 369. Fig. 370. Fig. 371.

Wirbeltierreste aus dem Keuper.

Fig. 367. Schädel von Mastodonsaurus giganteus Jaeg. (nach *Fraas*). — Fig. 368. Teil des Querschnittes eines Zahnes von Mastodonsaurus, die gekrösartig gewundene Zahnsubstanz zeigend. — Fig. 369. Schwanz von Semionotus Bergeri Agass., einem der letzten heterocercalen Ganoiden mit nur noch geringer Unsymmetrie der Schwanzflosse. — Fig. 370. *a* Unterkiefer des lebenden Ceratodus aus Australien, *b* Unterkiefer von Ceratodus Kaupi aus der Lettenkohlengruppe von Stuttgart. Fig. 371. Belodon Kapffi v. Mey., *A* Augenhöhle, *D* Durchbruch im Unterkiefer, *N* Nasenloch, *S* Schläfenloch, *L* Präorbitalloch.

immer mit denselben petrographischen Eigentümlichkeiten entwickelt sind (vergl. die Tabelle auf S. 544).

Gliederung des Keupers.

	in Oberschlesien und Polen nach *Frd. Römer.*	in Thüringen nach *Heinr. Credner, E. E. Schmid* u. *Tegetmeyer.*	in Nordfranken nach *Sandberger, Nies, Thürach* und *Proescholdt.*	in Württemberg nach *Alberti, Fraas* u. A.	in Elsaß-Lothringen nach *Benecke Schumacher, v. Werveke.*
Oberer Keuper oder Rhät.	Hellewalder Estherienschichten mit Estheria minuta. Wilmsdorfer Schichten mit pflanzenführenden Sphärosideriten (Pteroph. Braunianum, Lepidopteris Ottonis, Equis. Lehmannianum.	Tonmergel u. sandig tonige Schichten mit Protocardia rhaetica. Prot. Ewaldi, Avicula contorta, Modiola minima. Quarzsandstein mit »Anodonta« postera und Prot. Ewaldi.	In den Haßbergen: Sandsteine m. Lepidopteris Ottonis, Equis. Münsteri, Anomozamites laevis. Am Großen Gleichberg: Sandsteine m. Avic. contorta, Card. cloacinum, Protoc. rhaetica, Bonebed.	Schwache Tonlagen und gelber Sandstein, bis 10 m mächtig, mit Bleiglanzeinsprenglingen, Avicula contorta, Anodonta postera, Gerv. praecursor, Protocardia rhaetica, sowie mit Bonebed, dies z. B. mit Microlestes, Hybodus, Ceratodus.	Fetter, tiefroter Ton. Sandsteine und schwarze, magere Tone mit Kohlenschmitzchen, Avic. contorta, Gerv. praecursor, Fischzähnen. Grüne Tone, geröllführende Kalksandsteine.
Mittlerer oder bunter Keuper.	Eigentlicher Keuper, bunte Tone, welchen die Kalksteine von Woischnik, die Breccien von Lissau, die Kohlen von Blanowice, die Eisensteine von Poremba (z. T. mit Saurichthys, Termatosaurus) zwischengelagert sind.	Bunte dolomitische Mergel, worin Semionotussandstein, Steinmergel mit Turbonilla Theodori, Corbula Rosthorni, Myophoria Raibliana. Gypsführende Mergel. Schilfsandstein. Gypsführende bunte Mergel, darin Bänke mit Corbula Keup. u. Myoph. Raibliana.	Zanclodonschichten. Rote Tone m. Sandsteinbänkchen. Stubensandstein. Arkosenzone. Rote Tone mit Arkosen, Dolomiten. Sandst. Rote Tone und Mergel m. schwachen Sandsteinbänkchen. Semionotussandstein. Rote Tone mit einzelnen Sandsteinbänken. Bunte, vorherrschend graue Mergel mit Gyps und Gypsresiduen. Gypsfreie, meist rote Mergel m. Sandsteinlagen (Blasen- u. Plattensandstein). Lehrberger Schicht mit Turb. Theodori und Anopl. Münsteri. Bunte, meist gypsfreie Mergel. Schilfsandstein, reich an Pflanzen. Vorherrschend dunkle Mergel mit Gyps-, Dolomit- und Sandsteinbänken mit Estherien. Tonquarzit (Corbulabank). Rote Tone mit Steinmergelbank. Bunte, meist graue Letten u. Tone mit Gyps, Steinmergelbänken, mit Myoph. Raibliana (Bleiglanzbank).	Rote Knollenmergel mit Zanclodon, 15—20 m, mit Brandschieferlagen. Weiße, grobkörnige Sandst. (Stubensandstein) m. Semionotus, Belodon. Bunte Mergel mit Dolomitlagen. Kieselsandstein mit Pseudomorphosen nach Steinsalz; Dolomitbank mit Turb. Theodori. Bunte Mergel (Gyps). Grüne, rotfleckige Bausandsteine (Stuttgarter Werksandsteine, Schilfsandstein) mit Equis. arenaceum, Pteroph. Jaegeri, Lep. Stuttgartiensis, Danaeopsis marantacea. Bunte Mergel (dunkelfarbige), Gyps und Steinmergel, mit der Corbulabank.	Obere bunte Mergel mit dem oberen Steinmergel. Steinmergelkeuper. Rote Letten mit Gyps (10 m). Hauptsteinmergel (Horizont Beaumonts). Mittlere bunte Mergel, lokal m. Sandsteinlagen. Sandstein (Schilfsandstein) lokal mit Kohlen, Cal. arenaceus, Pteroph. Jaegeri, Voltzien. Graue Dolomitmergel mit Estheria. Untere bunte (meist schwarzgraue, daneben grünliche u. rote) Mergel mit Gyps und Steinsalz (z. B. bei Dieuze), häufige Steinsalzpseudomorphosen.
Unterer Keuper, Kohlenkeuper oder Lettenkohlengruppe.	Lettenkohlengruppe v. Groß-Strehlitz, Tarnowitz u. a. O. Graue und rote Tone mit braunem Dolomit und grünlichem Sandstein.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi. Bunte Mergel. Lettenkohlensandstein mit Equisetum arenaceum; Fischen, Sauriern, zuweilen m. Kohlenflötz. Mittlerer Dolomit. Graue Schieferletten m. Equis. u. Farnen, mit Lettenkohlenflötzen. Untere Dolomite und Mergel mit Ling. tenuissima.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi. Bunte Schieferletten mit Dolomit. Hauptsandstein mit Equis. arenaceum, zuweilen Kohlenflötzen. Dolomitbänke. Cardinienschichten (Anoplophorasandstein), Sandst., Letten, Dolomite, auch Flötze v. Kohle Schieferletten und Dolomite mit Ling. tenuissima, Myophoria Goldfussi, Bairdia.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi, transversa. (Lokal Gyps.) Gelbe dolomit. Kalksteine und graue Schiefertone. Estheria minuta, Ling. tenuiss., Myoph. Goldf., Ceratodus. (Hohenecker Kalkstein.) Lokal ein Lettenkohlenflötz. Lettenkohlensandstein mit Eq. arenaceum, Danaeops. marantacea, Fisch- u. Saurierresten. Gelbe dol. Kalke und graue Schiefertone. Ling. tenuiss., Esth. minuta.	Grenzdolomit. Myoph. Goldfussi, Nothosaurus, Mastodonsaurus. Bunte Mergel u. bläuliche oder schwarze Tone m. Pflanzenresten. Besonders in der Mitte Einlagerungen von Sandsteinen, Dolomitsandst. (Flammendolomiten), in einer Bank Myoph. Goldfussi.

a) Unterer Keuper; Lettenkohlengruppe; Kohlenkeuper. Dieser Komplex erreicht etwa 70 m Mächtigkeit, schließt sich eng an den Muschelkalk an und besteht aus grauen Sandsteinen (dem Lettenkohlen- oder Hauptsandstein), dunkelen Letten und Schiefertonen mit zahlreichen Pflanzenresten, aus Mergelschiefern (zum Teil voll von kleinen Schalenkrebsen, dann Bairdien- oder Estherienschichten genannt) und dolomitischen Kalksteinen, zwischen welchen in Thüringen, Franken, Schwaben und in der Gegend von Basel schwache Flötze von toniger, unreiner, nur selten abbauwürdiger Kohle (Lettenkohle) eingeschaltet sind. Araucarioxylon thuringicum Bornem., Widdringtonites Keuperianus Heer, Equisetum arenaceum, Danaeopsis marantacea, Pterophyllum longifolium, Glyptolepis keuperiana sind für diese Gruppe besonders bezeichnend. In Thüringen, Franken und Schwaben beginnt die Gruppe des Kohlenkeupers mit den höchst charakteristischen, mineralogisch gewöhnlich durch ihren Glaukonitgehalt ausgezeichneten Bairdien-Schichten, das mittlere Niveau wird durch den Lettenkohlensandstein eingenommen, seinen Abschluß und einen scharf bezeichneten oberen Horizont findet der untere Keuper in einigen Bänken eines marinen dichten oder feinkörnigen Dolomites, welcher die S. 541 f. erwähnte Muschelkalkfauna und zwar namentlich Myophoria Goldfussi, transversa und intermedia, daneben Gervillia socialis, sowie Ceratites Schmidi u. a. führt und als Grenzdolomit bezeichnet wird. Abgesehen von Überresten von Fischen und Sauriern, welche z. B. bei Tübingen und Heilbronn und an verschiedenen Punkten Thüringens eine förmliche Knochenbreccie bilden, und von Zähnen des Ceratodus finden sich in der Lettenkohlengruppe vorzüglich erhaltene Skeletteile von Mastodonsaurus giganteus und von Nothosauriern.

b) Mittlerer Keuper, bunter Keuper, Gypskeuper und Steinmergelkeuper. Die Mächtigkeit dieser höchst charakteristischen, grellfarbigen und buntscheckigen Mergelgruppe schwankt zwischen 100 und 300 m. In ihrem unteren Niveau enthalten die bunten Mergel Einlagerungen von Gypsen und Tonen, in Hannover (Salzderhelden und Sülbeck), in Lothringen Steinsalz (bei Dieuze 13 Salzlager mit 50 m Gesamtmächtigkeit), am Teutoburger Walde ein schwaches Flötz lettiger Steinkohle. Die Mergel sind, abgesehen von Labyrinthodonten-Knochen, -Zähnen und -Koprolithen, aller organischen Reste bar und setzen in Thüringen und am Harz fast ausschließlich den mittleren Keuper zusammen. Nur eine ihren unteren Schichten eingelagerte wenig mächtige Dolomitbank mit Bleiglanz und Schwerspat (die Corbulabank), welche nördlich vom Harz, in Thüringen, Franken und Schwaben verbreitet ist, zeichnet sich durch das Vorkommen mehrerer alpiner Arten, so von Corbula keuperiana und der seltneren Myophoria Raibliana, aus. In Süddeutschland wechsellagern die bunten Mergel dieser mittleren Keupergruppe mit 1—8 m mächtig

werdenden Sandsteinschichten und Dolomitbänken. Erstere sind als Schilfsandstein (in Lothringen bis 40 m mächtig) und als der etwas höher liegende Stubensandstein bekannt. Letztere werden häufig als Steinmergel bezeichnet (Hauptsteinmergel und Steinmergelkeuper). Der Schilfsandstein führt Equisetum arenaceum, Danaeopsis marantacea, Clathropteris reticulata, Lepidopteris Stuttgartiensis, Pterophyllum Jaegeri, ferner Mastodonsaurus und Metopias, sowie Fischreste, der Stubensandstein den bei Coburg, Römhild u. a. O. in ausgezeichneter Erhaltuug gefundenen Ganoidfisch Semionotus Bergeri und in der Gegend von Stuttgart Aëtosaurus ferratus Fraas und Belodon Kapffi v. Meyer, der dort darüber folgende Letten Zanclodon laevis Qu.

c) Oberer Keuper, das Rhät, Zone der Avicula contorta. Dieser Schichtenkomplex besteht vorwaltend aus hellen, feinkörnigen, teilweise (z. B. in Elsaß-Lothringen) kalkigen Sandsteinen, welche von grauen, sandigen Schiefertonen überdeckt werden oder mit schwarzen Schiefertonen, untergeordnet auch mit grünen Tonen wechsellagern und stellenweise die Reste von zahlreichen Gefäßkryptogamen, sowie von Gymnospermen umschließen. Sie finden sich namentlich im Rhät von der Theta bei Baireuth und von Veitlahn bei Kulmbach, wo sie durch ihre Häufigkeit zur Bildung schwacher Kohlenflötze beitragen. Die wichtigsten hierher gehörigen Formen sind: Equisetum Lehmannianum, Equisetum Münsteri, Lepidopteris Ottonis, Zamites distans, Pterophyllum Braunianum, Pterophyllum Münsteri, Thaumatopteris Münsteri. Diese rhätische Flora ist zwar der des übrigen Keupers nahe verwandt, jedoch erscheinen ihre wichtigsten und charakteristischen Vertreter zuerst im Rhät selbst und gehen zum Teil in die Juraformation über.

Die Schichtungsflächen des rhätischen Sandsteines und des ihn überlagernden Schiefertones werden nicht selten von (Taeniodon) Protocardia Ewaldi Born., Anodonta postera Fraas, Protocardia rhaetica Mer., Cardium cloacinum, Gervillia praecursor Quenst., Avicula contorta Port. (Fig. 372), Estheria minuta Alb., Resten einer marinen Uferfauna, in dichtem Gedränge bedeckt. Der unteren Etage dieses Sandstein- und Schiefertonkomplexes gehören einige dünne Lagen an, welche bei einer Mächtigkeit von nur einem oder wenigen Zollen oft dermaßen mit Zähnen und Knochen von Fischen und Sauriern angefüllt sind, daß sie eine förmliche Knochenbreccie bilden und Bonebed genannt werden. Die häufigsten Fischzähne dieser Schichten gehören Hybodus minor, Acrodus minimus und Saurichthys acuminatus, die Reptilienreste den Gattungen Metopias und Belodon, sowie Nothosaurus und Termatosaurus an, welche letztere den liasischen

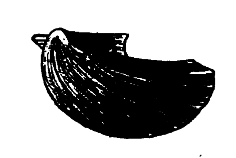


Fig. 372. Avicula contorta Port.

Plesiosauren schon nahe verwandt sind. Aus dem Bonebed und zwar aus der Nähe von Stuttgart stammen auch die bereits erwähnten Beuteltierzähne (Microlestes antiquus). Die obere Stufe des Keupers wird wegen ihres Reichtumes an der allgemein verbreiteten Avicula contorta als Stufe der Avic. contorta bezeichnet.

Im südwestlichsten Deutschland und in den angrenzenden französischen Gebieten bildet gewöhnlich eine höchst bezeichnende, bis über 10 m mächtig werdende Schicht von roten Tonen den Abschluß des Rhät nach oben.

Im südlichsten Teile von **Schweden**, in Schonen, tritt namentlich in der Gegend von Höganäs und Helsingborg ein lokal Pflanzen und Kohlen führendes rhätisches Schichtensystem auf, welches aus einer 240 m mächtigen Gruppe von Sandsteinen und Schiefertonen besteht, denen vier Steinkohlenflötzchen, sowie einige Sphärosiderit-Horizonte eingeschaltet sind*). Außer Mytilus, Pecten, Taeniodon, Ostrea, Avicula, Protocardia und Cardinia führen gewisse Schichten Equisetum, Schizoneura, Sagenopteris, Dictyophyllum, Lepidopteris, Camptopteris, Pterophyllum, Nilsonia, Anomozamites u. a.

Über die speziellere Gliederung des Keupers gibt die Tabelle auf S. 544 einen Überblick.

Verbreitung der Trias in Deutschland. Die oben beschriebene Fazies der Trias ist eine fast ausschließlich deutsche Formation, nur bei Basel und am Westabfalle der Vogesen, sowie in Oberschlesien überschreiten ihre äußersten Ausläufer die Grenzen Deutschlands um etwas. Überraschend wirkt deshalb das Auftreten von typischem oberen Muschelkalk u. a. mit Ceratites nodosus nahe den Gestaden des Mittelmeeres im Dep. Hérault und bei Toulon. Innerhalb Deutschlands kann man vier größere, zum Teil sehr ausgedehnte, triadische Territorien unterscheiden: das norddeutsche, das fränkisch-schwäbische, das von Elsaß und Lothringen und das oberschlesische. So gehören denn die Flußgebiete der Werra, Fulda und Leine, der Unstrut und der Saale, des Mains und des Neckars zum größten Teile dem Gebiete der Trias an. In Norddeutschland nehmen triadische Gebilde die ganze weite Fläche zwischen Thüringer Wald und Harz ein, so daß Weimar, Jena, Erfurt, Gotha und Mühlhausen auf triadischem Boden gebaut sind. Von Thüringen aus dehnt sie sich in nordwestlicher Richtung über die Weser, über Pyrmont bis in die Gegend von Osnabrück und Ibbenbüren aus, umgürtet, wenn auch zum Teil von Jura, Kreide und Diluvium überlagert, den westlichen, nördlichen und östlichen Abfall des Harzgebirges und bildet zahlreiche Erhebungen und Rücken in dem Hügellande von Hannover und Braunschweig, sowie in demjenigen zwischen Eisleben und Magdeburg, und tritt endlich in Gestalt kleiner isolierter Inseln bei Lüne-

*) A. G. Nathorst, Sveriges Geologi. Stockholm 1894. S. 163.

burg (Gypskeuper, Kohlenkeuper, oberer Muschelkalk), Altmersleben bei Calbe und bei Rüdersdorf unweit Berlin aus dem Diluvium der norddeutschen Tiefebene und auf Helgoland als Buntsandstein der Hauptinsel und Muschelkalk des White Klif aus der Nordsee hervor. Erbohrt wurde ferner Buntsandstein bei Wesel, Dahme, Hänchen, Stade, Sperenberg und Lüneburg, sowie im Fläming, Muschelkalk bei Hänchen, Keuper in Berlin, Spandau und Kottbus, sowie bei Bromberg und Rüdersdorf.

Ein noch bedeutenderes Terrain nimmt die Trias in Süddeutschland ein und bildet, im allgemeinen betrachtet, eine weite, flache Mulde, welche nordöstlich vom Fichtelgebirge und Thüringer Walde, westlich vom Sauerlande, dem Taunus, den Graniten und Gneißen des Schwarzwaldes und dem Rheintale begrenzt und nach Süden und Osten zu von den jurassischen Gebilden der Rauhen Alb und der fränkischen Schweiz gleichförmig überlagert wird. Die Städte Bamberg, Würzburg, Heidelberg, Heilbronn, Stuttgart, Ansbach, Nürnberg und Erlangen liegen im Gebiete der süddeutschen Trias.

Jenseits des Rheines setzt diese Formation das ganze Haardtgebirge, den nördlicheren Teil der Vogesen und die Hügelländer westlich von diesen Gebirgen zusammen. Von diesem ausgedehnten Areale aus zieht sich eine schmale triadische Gesteinszone in nördlicher Richtung zwischen Luxemburg und Trier hindurch und, durch spätere Auswaschungen in einzelne Schollen zerschnitten, über Gerolstein durch die Eifel bis nach dem durch seinen Bleiglanzbergbau berühmten Commern. In jedem dieser drei Verbreitungsgebiete der Trias sind Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper in einer von der beschriebenen normalen Schichtenreihe nur wenig abweichenden Weise zur Ausbildung gelangt. Nur in jenem eben erwähnten nördlichen Ausläufer der lothringischen Trias ist die untere Abteilung des Muschelkalkes in der Weise durch sandige Bildungen vertreten, daß sie anfänglich (so bei Saarbrücken) nur den Wellenkalk, weiter nach Norden auch bereits die mittlere Gruppe der Muschelkalkformation ersetzen, bis endlich z. B. an der Attert die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes auf 4, ja bis zu einem Fuße herabsinkt. Diese außerordentlich schwache Entwickelung des Muschelkalkes bereitet auf die englische Fazies der Trias vor, woselbst jene Formation gar nicht mehr zur Ausbildung gelangt ist, sondern wo Keuper direkt auf Buntsandstein lagert.

In dem vierten der deutschen Trias-Distrikte, dem von Oberschlesien, sind alle drei Abteilungen der Trias vertreten. Dort bildet diese Formation das wellige Flachland und die bis zu 400 m hohen Bodenerhebungen, welche sich aus der Gegend von Oppeln und Kosel an der Oder in östlicher Richtung bis nach Polen hinein erstrecken, und gewinnt durch ihre bereits erwähnte Erzführung eine große technische Bedeutung. Von den drei Unterabteilungen der Trias hat der Buntsandstein die geringste Ausdehnung,

beschränkt sich auf schmale Streifen am Rande der Muschelkalkzüge und wird durchschnittlich 30, seltener 70 m mächtig. Der Muschelkalk bildet einen über 10 Meilen langen und 1—3 Meilen breiten, flachen Rücken, welcher sich von Krappitz an der Oder über Tarnowitz und Beuthen bis nach Olkusz in Polen zieht und an welchen sich beiderseitig zahlreiche Ausläufer und isolierte inselförmige kleine Partien anschließen. Seine Mächtigkeit beträgt fast 200 m. Der Keuper wird fast 600 m mächtig (Tiefbohrung bei Groß-Zöllnig unweit Oels; E. Zimmermann), nimmt, freilich zum Teil von einer Diluvialdecke verborgen, einen gegen 100 Quadratmeilen großen Flächenraum im Norden des Krappitz-Olkuszer Muschelkalkrückens ein und besteht aus den Äquivalenten der westdeutschen Lettenkohle, der Mergelgruppe und endlich des Rhät. Die Trias ist somit in Oberschlesien sehr vollständig repräsentiert; in Niederschlesien hingegen sind nur Buntsandstein und unterer Muschelkalk vertreten, welcher sich in seiner Entwickelung an den oberschlesischen anschließt, und sich innerhalb der bereits früher erwähnten Dyas-Mulde von Löwenberg, Goldberg und Bunzlau in Gestalt einer schmalen Zone dem Zechsteine anschmiegt.

Lagerungsverhältnisse der deutschen Trias. Die Schichten der Trias sind überwiegend regelmäßig flach mulden- oder tellerförmig, zum Teil fast vollkommen horizontal gelagert und haben meist nur an den Rändern der Gebirge bedeutendere Störungen, also eine steilere Aufrichtung, Verwerfungen, sowie Knickungen und Biegungen erlitten. Einen Einblick in einen derartigen etwas komplizierteren Schichtenbau gewährt z. B. der Bahneinschnitt bei Sulza in Thüringen, wo die Schichten des Wellenkalkes vielfach geknickt, gebrochen und gegen einander verschoben sind, eine Erscheinung, welche sich auf der dort durchsetzenden Dislokationsspalte meilenweit gegen SO und NW fortsetzt. Im Teutoburger Walde bildet der Muschelkalk einen überkippten, nach SW überhängenden Sattel*), dessen südwestlicher Flügel von Keuper, Jura und Kreide in umgekehrter Folge ihres Alters unterteuft wird (Fig. 373).

Kirchdornberg a c b b NO

Fig. 373. Überhängender Sattel von Muschelkalk und Keuper bei Kirchdornberg im Teutoburger Walde. Nach *F. Römer.*
a Muschelkalk, *b* Keuper, *c* Lias.

Sehr häufig sind die Schichtenkomplexe der Trias von beträchtlichen Verwerfungen betroffen worden, welche den Gebirgszügen, an die sich erstere anlagern, parallel zu laufen pflegen. Infolge derselben ist der Muschelkalk oder selbst der Keuper bis in das Niveau des Buntsandsteines gesunken, so daß sie nicht selten unter letzteren einzufallen scheinen. Sehr gewöhnlich sind diese Erscheinungen in Thüringen, in Hessen und am

*) F. Römer, N. Jahrb. 1850. S. 385.

Teutoburger Walde, sowie westlich und südwestlich vom Harze, wo die Trias von zahlreichen Dislokationslinien, Grabenversenkungen und Bruchzonen durchsetzt und sehr bedeutend verworfen wird*).

In dem ursprünglich einheitlichen, flachgewölbten Triasgebiete beiderseits des jetzigen Mittelrheines ist die Trias nebst ihrem Hangenden und Liegenden während der Tertiärzeit durch zwei nordnordöstlich streichende Hauptspalten in parallele Streifen zerlegt worden, deren mittlerer in die Tiefe sank und so den heutigen Rheintalgraben zwischen Mainz und Basel bildete (Fig. 374), der nun von den stehen gebliebenen Gewölbteilen, also den Abstürzen der beiderseitigen Bruchgebirge und zwar rechts vom

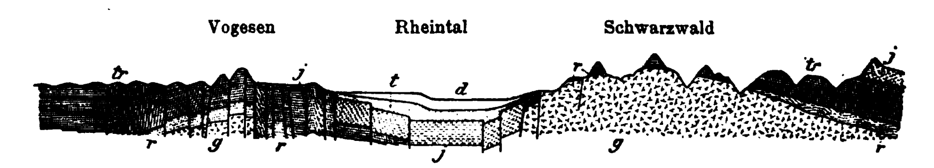


Fig. 374. Profil durch das mittlere Rheintal. Nach *E. Schumacher***).
g Granit, Gneiß usw., *r* Rotliegendes, *tr* Trias, *j* Jura, *t* marines Tertiär, *d* Diluvium und Alluvium.

Schwarzwald und Odenwald, links von den Vogesen und der Haardt überragt wird. Beide Hauptverwerfungen werden von Schwärmen untergeordneter Sprünge begleitet, welche das stufenweise (staffelförmige) Absinken des Rheintalgrabens verursachten. Vogesen und Schwarzwald selbst werden übrigens gleich den westwärts angrenzenden Plateauländern von zahlreichen im allgemeinen nach W verwerfenden Sprüngen durchsetzt, welche teils annähernd parallel zum Rheintalgraben, teils schräg gegen diesen verlaufen (Benecke, Leppla, Schumacher, v. Werveke).

Auch das ganze Triasareal zwischen Schwarzwald und Schwäbischer Alb ist von einer großen Anzahl von meist NW-SO, also schräg auf die Rheintalspalten streichenden Sprüngen und Verwerfungen durchzogen und in gegeneinander dislozierte Schollen zerlegt, die von dem krystallinischen Schwarzwalde abgesunken sind (Eck, E. Fraas). Ebenso ist die oberschlesische Trias von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt, welche sich z. T. als Erzbringer betätigt haben.

---

*) Vgl. H. Bücking, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1880. S. 60. — W. Frantzen, Ebend. S. 106. — M. Bauer, Ebend. 1881. S. 1. — F. Moesta, Ebend. 1883. S. 57. — J. G. Bornemann, Ebend. 1883. S. 383. — A. v. Koenen, Ebend. 1883. S. 187; 1884. S. 44; 1885. S. 53; 1893. S. 68. — E. Naumann, Ebend. 1897. S. 3. — E. Schütze, Ebend. 1898. S. 65. — H. Stille, Ebend. 1899. S. 3. — E. Zimmermann, Erläuterungen zu Blatt Stadtilm. 1892. S. 45.

**) E. Schumacher in: Straßburg und seine Bauten. 1894. S. 5. Taf. I, von demselben nach den neuesten geologischen Aufnahmen ergänzt i. J. 1902.

Die englische Trias (New Red Sandstone-Group).

In England ist der Muschelkalk nicht zur Ablagerung gelangt, so daß der Buntsandstein, welcher die Basis bildet, nach oben unmittelbar in die Keupermergel übergeht.

Die englische Äquivalentbildung des deutschen Buntsandsteines erreicht 600 m Mächtigkeit, besteht vorwaltend aus rötlichen und grünlichen Letten und roten Sandsteinen und umschließt hier und da verkieselte Coniferenstämme. Wie in Deutschland, so sind auch in England, z. B. in Storton Hill bei Liverpool, Fußtapfen von Chirotherium häufig. — Der Keuper beginnt mit 150, in Cheshire und Lancashire mit über 500 m mächtigen Mergeln, welche Estheria minuta führen, auch zuweilen Zähnchen von Microlestes enthalten und lentikuläre und flötzartige Einlagerungen von Gyps und Steinsalz umschließen, wodurch sie zur Hauptsalzformation Englands werden. Auf sie folgt die Zone der Avicula contorta (das Rhät), bestehend aus schwarzen Schiefertonen, sowie aus weißen Sandsteinen mit Avicula contorta, Protocardia Rhaetica, Estheria minuta und einer dünnen Lage von Knochenbreccie, dem Bonebed, in welchem sich Zähne und Schuppen von Hybodus plicatilis, Saurichthys apicalis, Gyrolepis tenuistriata, Termatosaurus, also mit den Resten der deutschen rhätischen Knochenbreccie identische Skelettfragmente erkennen lassen. Auch Backzähnchen von Microlestes sind in ihr angetroffen worden. Der unterste Lias überlagert diese Schichten gleichförmig. Der früher zum Old Red gerechnete Sandstein von Elgin hat ziemlich zahlreiche Reptilienreste (Telerpeton, Stagonolepis, Rhynchosaurus, Hyperodapedon, Elginia, Gordonia) sowie Zähne von Ceratodus geliefert.

Die New Red Sandstone-Formation in Nordamerika.

Die triadische New Red Sandstone-Formation besitzt in zwei Regionen des nordamerikanischen Kontinentes eine bedeutende Ausdehnung: am Ostabhange des Alleghany-Systemes, zwischen diesem und dem atlantischen Ozeane, und zweitens in den Rocky Mountains. An der atlantischen Küste bildet der New Red Sandstone langgezogene schmale Streifen, welche den Gebirgsrücken der Alleghanies parallel laufen und trogartige Vertiefungen und synklinale Täler innerhalb der archäischen Formation ausfüllen. Dieser triadischen Zone gehört der New Red Sandstone an, welcher die Prince Edwards-Inseln (im St. Lorenz-Golfe) ausschließlich zusammensetzt, die romantische Westküste Nova Scotias, das weite Connecticut-Tal bildet, sich durch New-Jersey, Pennsylvanien und Maryland in Gestalt eines schmalen Bandes zieht und in Virginia, Nord- und Südcarolina in Form zahlreicher isolierter Schollen oder Becken auftritt. Obwohl sich diese triadischen

Areale auf eine Linie von über 250 Meilen Länge verteilen, bleibt sich doch ihr petrographischer Gesamtcharakter auffällig gleich. Überall sind es rotbraune Sandsteine, die einerseits in untergeordnete Schiefer, anderseits in Konglomerate übergehen und hier und da eine Bank von unreinem Kalksteine, bei Richmond in Virginia und am Deep River in Nordcarolina wertvolle Steinkohlenflötze und Sphärosiderite umschließen. So sind bei Richmond vier Flötze aufgeschlossen, deren unterstes sich stellenweise zu 20 m Mächtigkeit aufbläht und zum Teil direkt auf Gneißen auflagert. Fast überall finden sich auf den Schichtenflächen des Sandsteines Wellenfurchen und Eindrücke von »vorweltlichen« Regentropfen.

Organische Reste sind in dem nordamerikanischen New Red Sandstone im allgemeinen selten. Die aufgefundenen Pflanzen sind Coniferen (Voltzia), Cycadeen (Pterophyllum, Otozamites), Farne (Clathropteris, Pecopteris) und Equisetaceen; sie besitzen einen ausgesprochenen Keuper-Charakter. Unter den tierischen Resten aus der amerikanischen Trias wiegen die von Wirbeltieren bei weitem vor allen übrigen vor, und zwar gehören sie nicht nur Fischen und Reptilien an, sondern man hat auch unter ihnen die Spuren von Säugetieren erkannt, welche dann im Verein mit dem deutschen Microlestes die ältesten Warmblüter auf Erden repräsentieren würden. Die Fische (Catopterus, Ischypterus) sind Ganoiden mit schwach heterocercalen Schwänzen, — die Reptilien haben nur in seltenen Fällen Knochenfragmente oder Zähne (so im Bonebed von Phönixville in Pennsylvanien), meist nur ihre Fußtapfen in dem triadischen Schlamme zurückgelassen. Sie scheinen z. T. von Labyrinthodonten, der Mehrzahl nach aber von Dinosauriern herzurühren, schwanken in ihrer Größe zwischen wenigen Millimetern und 0,52 m und sind zahlreichen Spezies zugeschrieben worden. Die kolossalsten aber derselben sind Otozoum Moodii und Brontozoum giganteum Hitch. (Fig. 375), deren Hinterfuß 0,63 m Länge besaß. Ebenso sind die Abdrücke der kleinen Vorderfüße, auf welche sich diese auf den Hinterbeinen gehenden Dinosaurier zuweilen niederließen, bekannt. Auch das Skelett eines solchen Dinosauriers (Anchisaurus) ist in dem New Red



Fig. 375. Fußabdruck von Brontozoum (Ornitichnites) giganteum Hitch. nebst sog. vorweltlichen Regentropfen.

Sandstone von Connecticut gefunden worden. In der Trias von Nordcarolina vorkommende, winzige, bezahnte Unterkiefer (Dromatherium sylvestre Emmons, Fig. 376), und Microconodon tenuirostris Osborn) gehören ähnlich wie der Stuttgarter Microlestes Beuteltieren an.

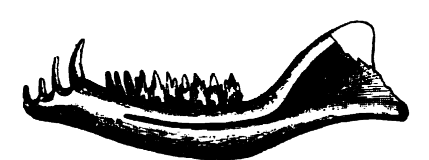


Fig. 376. Dromatherium sylvestre Emmons.

Auffallend ist die Unzertrennlichkeit zahlreicher dioritischer, diabasischer und melaphyrartiger Eruptivgesteine und des New Red Sandstone von Nordamerika, welche selbst in den kleinsten, schollenartigen Partien des letzteren auftreten und zwar die unteren Horizonte desselben durchbrochen haben, dann aber als einstige Decken in Form ausgedehnter und mächtiger Platten den sedimentären Schichtenreihen zwischengelagert sind. Ihrer ausgeprägt säulenförmigen Struktur verdankt das Connecticut-Tal einen großen Teil seiner romantischen Schönheit und ebenso sind die berühmten Palissaden des Hudsonflusses oberhalb New York (Fig. 377) die

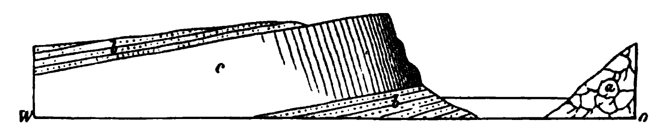


Fig. 377. Profil durch die Palissaden oberhalb New York.
a Archäischer Gneiß und Syenit, *b* Triadischer New Red Sandstone, im Kontakte mit dem hangenden Diabaslager in Hornfels umgewandelt, *c* Diabas, in 130 m hohe Säulen abgesondert.

Fassade des Ausgehenden einer in lauter bis 130 m hohe Säulen abgesonderten Diabaseinlagerung, welche die ihr Liegendes bildenden Schiefertone in Hornfelse metamorphosiert hat. Auf den Kluftflächen dieser Diabase kommen zahlreiche Mineralien vor, so Apophyllit und Datolith von Bergenhill bei New York, ferner die Zeolithe des Cap Blomingdon in Nova Scotia, das gediegene Kupfer und Silber, sowie die Kupfererze von New Jersey.

So viel über die atlantische Zone von New Red Sandstone. Die Formation jenseits des Mississippi, welche man für triadisch angesprochen hat, besteht aus ziegelroten Sandsteinen und Mergeln, ist reich an Gypsstöcken, bedeckt große Flächenräume am Ostabfalle der Rocky Mountains, in Idaho, Colorado und Texas, überlagert das Perm ungleichförmig und unterteuft jurassische Schichten. Eine derartige Stellung der betreffenden Formation macht ihr triadisches Alter höchst wahrscheinlich, wenn auch organische Reste aus derselben, abgesehen von einigen Farnen und Cycadeen, nicht bekannt sind.

Landpflanzen- und kohlenführende Triasablagerungen sind bekannt in Argentinien und Chile. Noch andere haben enorme Verbreitung in

Südafrika als obere Karooformation, in Bengalen als obere Abteilung der Gondwanaformation und in Südost-Australien als Hawkesbury-Schichten. In den beiden ersteren, namentlich in der Karooformation, findet sich eine formenreiche Vergesellschaftung von großen Landreptilien (Theromorpha), welche in ihrem Schädel- und Skelettbau eine merkwürdige Vereinigung von Reptilien-, Amphibien- und Säugetier-Merkmalen aufweisen, so der plumpknochige Pareiosaurus, sowie Dicynodon



Fig. 378. Dicynodon feliceps Ow.



Fig. 379. Lycosaurus curvimola Ow. *q* Quadratum.

(Fig. 378) mit schneidenden, schnabelartigen Kiefern wie unsere Schildkröten und gewaltigen, zugespitzten Eckzähnen, ferner Lycosaurus (Fig. 379) mit raubtierartigem Gebiß. Die Säugetiere sind in dem oberen Karoosandstein durch das beuteltierartige Tritylodon vertreten.

B. Die pelagische Fazies der Trias.

Die Verbreitung der pelagischen Trias umfaßt den ganzen Umkreis des pacifischen und des arktischen Ozeanes, ferner das Gebiet eines zentralasiatischen Mittelmeeres, als dessen westlicher Ausläufer sich das mediterrane Becken darstellt. Letzterem entstammen auch die triadischen Ablagerungen der Alpen und zwar namentlich der Ostalpen. Diese alpine Trias ist der am genauesten bekannte Repräsentant der pelagischen Ablagerungen dieser Periode. Von ihr geht deshalb unsere Kenntnis und somit auch die folgende Beschreibung der pelagischen Trias aus.

Die alpine Trias.

Literatur.

F. v. Richthofen, Geognostische Beschreibung der Umg. von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alp in Südtirol. Gotha 1860.

C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges. Gotha 1858 bis 1861. S. 153—429.

F. W. Benecke, Trias und Jura in den Südalpen. München 1866. — Über die Umgebungen von Esino in der Lombardei. Geogn.-paläont. Beitr. II. 3. München 1876. — Erläuterungen zu der geognostischen Karte des Grignagebirges. N. Jahrb. Beil.-

Bd. III. 1885. S. 171. — Bemerkungen über die Gliederung der oberen alpinen Trias. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. IX. 1895. S. 221. — Lettenkohlengruppe und Lunzer Schichten. Ebend. Bd. X. 1896. S. 109.

R. Lepsius, Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

E. v. Mojsisovics, Das Gebirge um Hallstatt. Mit 32 Tafeln. Wien 1875. — Die Dolomitriffe Südtirols und Venetiens. Nebst Atlas. Wien 1878. — Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. Abh. d. k. k. geol. R. Wien. Bd. X. 1882. Mit 94 Tafeln. — Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Ebend. Bd. VI. 1893. Mit 130 Tafeln.

A. Bittner, Trias von Judicarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1881. S. 222. — von Recoaro. Ebend. 1883. S. 563. — vom Kaisergebirge. Ebend. 1890. S. 437. — Was ist Norisch? Ebend. 1892. S. 387, 1894. S. 233 u. 391. — Stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins. Ebend. 1897. S. 429 u. a.

A. Rothpletz, Das Karwendelgebirge. München 1888. — Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 25—80.

W. Salomon, Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontogr. XLII. Stuttgart 1895.

v. Wöhrmann, Alpine und außeralpine Trias. N. Jahrb. 1894. II. S. 1.

Außerdem noch zahlreiche Aufsätze und zum Teil umfangreiche Monographien von A. Bittner, E. Böse, W. Deecke, C. W. v. Gümbel, F. v. Hauer, G. Laube, H. Loretz, E. v. Mojsisovics, M. Ogilvie, E. Philippi, A. Rothpletz, D. Stur, E. Sueß, A. Tornquist, v. Wöhrmann.

Während der Buntsandstein und der Muschelkalk in den Alpen eine unverkennbare Ähnlichkeit zu denen Deutschlands bewahren, macht sich die pelagische Fazies der alpinen Trias vorzüglich in der durchaus abweichenden Entwickelung des Keupers und zwar derart geltend, daß sich dort eine der deutschen Trias analoge Dreigliederung nur auf künstlichem Wege durchführen läßt.

Der Buntsandstein besitzt in den Alpen ungefähr den nämlichen petrographischen Charakter wie außerhalb derselben, jedoch geringere Mächtigkeit und eine eigentümliche Fauna (Pseudomonotis Clarai, Naticella costata, Tirolites Cassianus), daneben aber mit der deutschen Trias gemeinsam Myophoria costata und Myacites Fassaensis.

Der Muschelkalk der Alpen führt gemeinsam mit dem in Nord- und Mitteldeutschland Terebratula vulgaris und angusta, Spirigera trigonella, Spiriferina fragilis, Spiriferina hirsuta, Rhynchonella decurtata, Myophoria vulgaris, Lima striata, Gervillia socialis, Pecten discites, Ceratites trinodosus, Encrinus gracilis, denen sich in vereinzeltem Funde Ceratites nodosus zugesellt (Tornquist).

Der Keuper aber erscheint in den Alpen ganz anders ausgebildet als weiter nördlich in Deutschland. Während er hier aus einem Komplex von vorherrschend tonigen, mergeligen und sandigen Gesteinen mit eingelagerten Kohlenflötzchen und Gypsen besteht, schwellen in den Alpen kalkige und dolomitische Sedimente zu einer enormen Mächtigkeit an, und bergen zugleich eine ungeahnte Formenfülle von Cephalopoden, Gastropoden, Muscheln, Echinodermen und Korallen. Überraschend ist vor allem der hier herr-

schende Reichtum an Cephalopoden. Neben Orthoceras und Nautilus, sowie den Vorläufern der Belemniten (Aulacoceras und Atractites) sind die Ammoniten in mehr als 1000 Arten der mannigfaltigsten Typen bekannt, bei denen z. T. die Zerschlitzung und Verzweigung der Sutur die größte Kompliziertheit erreicht. Hierher gehören die Familien der Arcestidae, Cladiscitidae, Tropitidae und Pinacoceratidae, welche auf die alpine Trias beschränkt sind, ferner die Vorfahren der jurassischen Familien der Amaltheen und Phylloceraten. Ihnen gesellen sich als charakteristische Zweischaler Halobia, Daonella, Monotis und Megalodus zu. Kalkalgen (Gyroporella und Diplopora) stellen sich in riffbauender Massenhaftigkeit ein. Erst im obersten Niveau der alpinen Trias macht sich wieder eine größere Übereinstimmung mit der deutschen Trias geltend, indem auch sie ihren Abschluß durch die Stufe der Avicula contorta erhält.

Innerhalb der Gesamtheit dieser dem Keuper äquivalenten oberen Trias sowie in einzelnen Abteilungen derselben macht sich nun überall ein oft außerordentlich rascher und durchgreifender Fazieswechsel geltend, so daß ein und dieselbe Stufe bald in Form weicher Schiefer, Mergel und Sandsteine oder als vulkanischer Tuff, bald als wohlgeschichteter fester Kalkstein oder als massiger Dolomit ausgebildet sein kann, welcher letztere in Gestalt gewaltiger Dolomitriffe bis zu fast 2000 m Mächtigkeit anzuschwellen vermag. Die Schroffheit und wilde Zerrissenheit, zu welcher diese Kalke und Dolomite hinneigen und welche durch den fast unvermittelten Fazieswechsel zwischen ihnen und den weichen Schiefern und Mergeln noch gefördert wird, sind es, welche jenen Gebieten der Ostalpen ihre eigenartige landschaftliche Schönheit verleihen. Hand in Hand mit diesem raschen Wechsel der petrographischen Beschaffenheit geht ein solcher des paläontologischen Charakters der alpinen Triasablagerungen, — Verhältnisse, welche deren Gliederung, Parallelisierung und übersichtliche Darstellung außerordentlich erschweren.

Die allgemeine Gliederung der alpinen Trias ist aus der auf S. 557 gegebenen tabellarischen Zusammenstellung ersichtlich und wird auf den folgenden Seiten etwas eingehender erörtert werden.

1. Der alpine Buntsandstein.

Werfener Schichten. Ihre untere Abteilung, die Seiser Schichten, bestehen aus meist rot, oft aber auch grün und grau gefärbtem, z. T. schieferigem Buntsandstein, die Schichtflächen oft reich an Glimmerblättchen, oder aus bunten Mergelkalken. In ihren höheren Lagen wechseln erstere mit Bänken von dunklem und rötlichem Kalkstein (Campiler Schichten). Auf sie folgen Zellendolomite und Gypslager. Paläontologisch gliedern sich

Gliederung der alpinen Trias.

Äquivalente Glieder der Deutschen Trias		Alpine Trias der Nordalpen	Alpine Trias der Südalpen	Bezeichnung der 3 Stufen des alpinen Keupers
Keuper	Oberer Keuper oder Rhät	Kössener (Contorta-) Schichten und oberer Dachsteinkalk Gümbel's.	Kössener Mergel.	Rhätisch
	Mittlerer oder bunter Keuper	Plattenkalk. Hauptdachsteinkalk und Hauptdolomit; Korallenriffkalk mit Einlagerungen von oberen Hallstätter Kalken. Opponitzer Kalk; Ostreenkalk der Carditaschichten.	Hauptdolomit und Dachsteinkalk. Torer Schichten. Heiligenkreuzer Schichten.	Juvavisch, v. Mojsisovics = Norisch Bittner
	Unterer Keuper oder Lettenkohlengruppe	Raibler Sandstein u. Dolomit. Tiefere Hallstätter Kalke. Lunzer Sandstein. Reingrabener (Halobien-) Schiefer. Aonschiefer. Wettersteinkalk. Partnachschichten und Reiflinger Kalk.	Raibler- und Schlernplateauschichten, Pachycardientuff, Cassianer Schichten, Wengener Schichten, samt Esinokalk, Marmolatakalk und Schlerndolomit.	Karnisch
Muschelkalk	oberer,	Cephalopodenkalk von Reutte, Gr.-Reifling und Schreyeralm.	Buchensteiner Schichten.	
	mittlerer,	Guttensteiner und Reichenhaller Kalk.	Prezzo- und Recoarokalk. Unterer Muschelkalk.	
	unterer	Ramsau Dolomit.	Mendoladolomit.	
Buntsandstein		Werfener Schiefer.	Werfener Schiefer { Campiler Schichten. Seiser Schichten.	

die Werfener Schichten von unten nach oben in die Clarai-Schichten mit Pseudomonotis Clarai (Fig. 380) und Myacites Fassaensis und die Myopho-



Fig. 380. Pseudomonotis Clarai Emm.

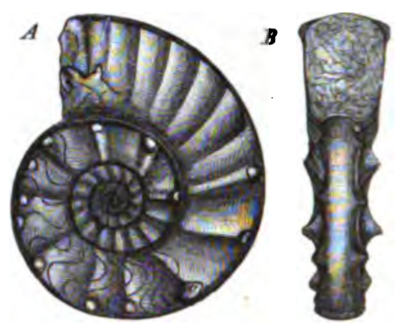


Fig. 381. Ceratites (Tirolites) cassianus Quenst. *A* von der Seite, *B* von vorn.

rienschichten mit Myophoria costata, Gervillia socialis, Naticella costata und Ceratites (Tirolites) cassianus (Fig. 381).

2. Der alpine Muschelkalk.

In den Südalpen und zwar bei Recoaro in den Vicentinischen Alpen gliedert sich nach Tornquist*) der alpine Muschelkalk wie folgt:



Fig. 382. Ceratites trinodosus Mojs.

1. Unterer Muschelkalk.
   a) Dunkle Mergel, Kalke und Dolomitbänke mit Dadocrinus gracilis.
   b) Brachiopodenkalk mit Rhynchonella decurtata, Spirigera trigonella, Spiriferina Mentzeli, Terebratula vulgaris und angusta.
2. Mittlerer Muschelkalk. Sturiakalk, schwarze Kalke reich an Terebr. vulgaris und Myoph. elegans (Horizont des Ceratites trinodosus; Fig. 382).
3. Oberer Muschelkalk.
   a) Weißer und grauer Spitzkalk, gastropodenreich, und schwarze Kalke mit Diplopora triadica.
   b) Rote Kalke mit Ceratites nodosus und subnodosus, Kieselkalke und Pietre verde.

Äquivalente der letztgenannten Stufen, also auch des oberen deutschen Muschelkalkes, sind die Buchensteiner Schichten, dunkle Bänderkalke mit Hornsteinlagen.

*) A. Tornquist, Z. d. D. geol. Ges. 1898. S. 209 und 637, 1899. S. 341, 1900. S. 119.

Eine nördliche Fazies des unteren Muschelkalkes ist der Guttensteiner Kalk; des oberen Muschelkalkes der Groß-Reiflinger Kalk, ferner der Ammonitenkalk der Bayrischen und Nordtiroler Alpen (z. B. im Karwendelgebirge und bei Reutte).

Die normale Schichtenreihe des alpinen Muschelkalkes kann teilweise oder gänzlich durch Dolomite (Mendoladolomit) oder durch den unteren Komplex des Esinokalkes ersetzt werden.

3. Der alpine Keuper.

A. Die alpinen Vertreter des unteren deutschen Keupers (der Lettenkohlengruppe). Karnische Stufe.

Die hierher gehörigen Ablagerungen sind in großer Faziesmannigfaltigkeit entwickelt und zwar 1. in einer Mergel- und Schieferfazies mit untergeordneten Kalksteinen, 2. in einer Rifffazies.

1. Die Mergel- und Schieferfazies:

a) Die Wengener Schichten, dunkele, tuffige Schiefer mit Tuffen wechselnd, namentlich mit Halobia (Daonella) Lommeli (Fig. 383), Posidonomya Wengensis und Ammoniten aus der Gruppe des Trachyceras (Tr. Archelaus, Fig. 384).



Fig. 383. Halobia (Daonella) Lommeli Wissm.



Fig. 384. Trachyceras Archelaus Laube.

b) Die Cassianer Schichten*), Mergel und oolithische Mergelkalke kommen namentlich auf der Stuores Wiese bei St. Cassian mit einer Fülle wunderbar schön erhaltener Versteinerungen vor, von denen Laube 37 Ammoniten, 3 Orthoceras, 205 Gastropoden, 70 Acephalen, 33 Brachiopoden, 29 Echiniden, 10 Crinoideen, 42 Korallen und 36 Spongien beschrieb, eine eigentümliche Mischfauna von paläozoischen und mesozoischen Formen, die

*) Vgl. Maria M. Ogilvie, Geology of the Wengen and St. Cassian Strata. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1893. S. 1.

sich gleichzeitig durch ihre Zwerghaftigkeit auszeichnen. Einige ihrer wichtigsten Vertreter sind: Trachyceras Aon Münst. (Fig. 385), Orthoceras elegans Münst., Bellerophon nautilinus Münst., Macrocheilus obovatus M.,

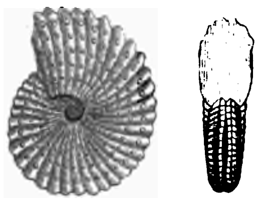


Fig. 385. Ammonites (Trachyceras) Aon Münst.

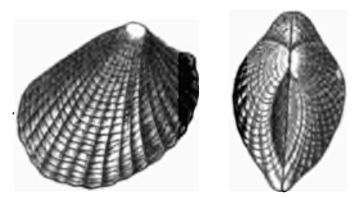


Fig. 386. Cardita crenata Münst.

Phasianella Bronni Wissm., Murchisonia Blumi Münst., Nucula lineata Goldf., Gervillia angusta Münst., Cassianella gryphaeata Münst., Cardita crenata Münst. (Fig. 386), Koninckina Leonardi Wissm. u. a.

c) Die Raibler Schichten, rötliche mergelige und kalkige Bänke mit Halobien, Trachyceraten (Tr. aonoides), Pinacoceras floridus Wulf. (Fig. 388), besonders aber mit Corbis Mellingi Hauer und Myophoria Kefersteini Goldf. (Fig. 387). Auf dem Schlernplateau treten rote eisenschüssige



Fig. 387. Myophoria Kefersteini Goldf.

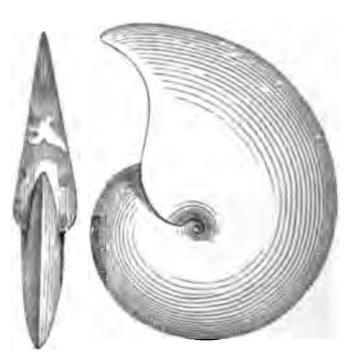


Fig. 388. Ammonites (Pinacoceras) floridus Wulf.

oolithische, kalkig-sandige Raibler Schichten namentlich mit Myophoria Kefersteini Goldf. (Fig. 387), bei Heiligenkreuz Bänke von Muschelmarmor auf, welche Perna aviculaeformis Emm., Corbis Mellingi führen. Auf der Seiser Alp gehen die Cassianer Schichten nach oben in dunkelgrüne bis rostbraune Tuffe über, welche Blöcke von Cipitkalk voller Korallen und Crinoidenstiele umschließen und reich sind an Pachycardia rugosa (Pachycardientuff), außerdem an Formen einer Mischfauna der Cassianer und Raibler Schichten und dadurch beide innig verbinden, ja fast gleichalterig erscheinen lassen*).

*) K. v. Zittel, Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. 1899. XXIX. S. 341.

Äquivalente der genannten zwei Stufen in den nordtiroler, sowie in den bayerischen Alpen sind die Partnach-Schichten, welche dort auf den Muschelkalk folgen und ebenfalls Halobia Lommeli führen.

Die Raibler Schichten werden in den bayerischen Alpen vertreten durch Mergel, Kalke und Schiefer mit Cardita Gümbeli (untere Cardita-Schichten, Haller Schichten). In den niederösterreichischen Alpen erscheinen als Äquivalente der Raibler Schichten zu unterst die Aon-Schiefer mit Trachyceras Aon, darüber Halobien-(Reingrabner-)Schiefer mit Pinacoceras floridus und der Lunzer Sandstein, grünlichgrauer, feinglimmeriger Sandstein mit Schiefertonen und Kohlenflötzen, sowie mit einer typischen Keuperflora, so Equis. arenaceum, Pteroph. Jaegeri, Lepidopteris Stuttgartiensis, im Osten mit abbauwürdigen Steinkohlenflötzen.

2. Als **kalkige und dolomitische Riffazies** dieser Ablagerungen können an ihre Stelle oder des größten Teiles derselben treten und sie an Mächtigkeit vielfach überragen:

a) der Schlerndolomit Südtirols (siehe Fig. 389), ein typischer, massiger, krystallinisch körniger Dolomit, am Schlern 900 m mächtig, mit undeutlichen Resten globoser Ammoniten und seltenen Abdrücken von Korallen. Die gewaltigen, grotesken, von ihm gebildeten Dolomitkofel sind von F. v. Richthofen und E. v. Mojsisovics**) als bereits ursprünglich, zur Zeit ihres Werdens getrennte Massen erkannt und zwar als dolomitisierte Korallenriffe gedeutet worden. Letzterer Anschauung widersprachen namentlich M. Ogilvie, Roth-

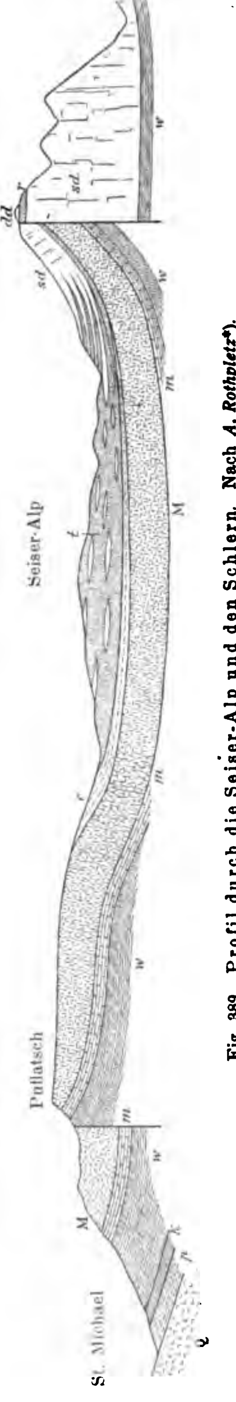


Fig. 389. Profil durch die Seiser-Alp und den Schlern. Nach *A. Rothpletz**). Perm: *Q* Quarzporphyr, *p* Grödener Schichten, *k* Bellerophonkalk. — Trias: *w* Werfener Schichten, *m* Muschelkalk, *M* Melaphyr, *c* Wengener Schichten und Cassianer Mergel, *t* Pachycardientuff, *sd* Schlerndolomit, *r* rote Raibler Schichten, *dd* Dachsteinkalk.

*) A. Rothpletz, Z. d. D. geol. Ges. 1899. Verh. S. 106.

**) F. v. Richthofen, Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 225. — E. v. Mojsisovics, Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. I. Abt. Mai 1875. — Ders., Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879. S. 481. Kap. XVI.

pletz und Salomon*), welcher letztere die Dolomitmassen Südtirols auf Diploporen-Anhäufungen zurückführt, während sie Rothpletz allgemeiner als Anspeicherungen von Resten dort seßhaft gewesener Tiere und Kalkalgen erklärt.

b) der Esinokalk der Lombardei; wesentlich lichtgraue Diploporenkalke, ebenfalls ein Äquivalent der Wengener und Cassianer Schichten.

c) der Marmolatakalk; weiße und graue Kalksteine von etwa 1000 m Mächtigkeit, die direkt auf den Buchensteiner Kalk folgen und neben zahlreichen Diploporen und Foraminiferen z. B. Spiriferina fragilis, Halobia Lommeli und Dinarites avisianus führen (Salomon l. c.)

d) der Wettersteinkalk; weiße Kalksteine und lichte Dolomite, über 1000 m mächtig, welche in Nordtirol und den bayerischen Alpen über den Partnach-Schichten oder direkt auf den Muschelkalk folgen. Sie sind stellenweise recht reich an Versteinerungen, jedoch ist deren Erhaltungszustand nicht günstig. Unter ihnen treten Kalkalgen und zwar vorzüglich Diplopora annulata Schafh. sp. (Fig. 390) in gesteinsbildender Menge auf. Auch Korallen erfüllen oft ganze Bänke, unbestimmbare Ammoniten sind häufig, außerdem kennt man Chemnitzia Rosthorni Hörn., Chemn. Escheri Hörn., Chemn. eximia Hörn., Megaphyllites Jarbas Münst., Monotis salinaria Bronn. Der Wettersteinkalk setzt vorzüglich das Zug-, Wetterstein- und Karwendelgebirge, die Kalkgebirge des Inntales bei Innsbruck zusammen.



Fig. 390. Diplopora (Gyroporella) annulata Schafh. sp.

B. Die alpinen Vertreter des mittleren oder bunten Keupers Deutschlands. (Juvavische Stufe v. Mojsisovics' = **Norische Stufe** Bittner's).

Die auf die Raibler Schichten der Südalpen folgenden Schichten mit Ostrea montis caprilis, Astarte Rosthorni, Pecten filosus werden als Torer Schichten bezeichnet. Auf diesen und ihren Äquivalenten in den Nordalpen, den Opponitzer Kalken und obersten Carditaschichten, oder bereits an ihrer Stelle bauen sich bis über 1800 m mächtige Kalk- und Dolomitmassen auf, nämlich Korallenriffkalke, ferner der oft von Gyroporellen erfüllte Hauptdolomit, ein lichter, feinkörniger, z. T. deutlich geschichteter, z. T. zerrissener und zerklüfteter, splitteriger Dolomit, und der Hauptdachsteinkalk**), der in den Nordalpen vom Rheintal bis nahe

*) Miss M. Ogilvie, Coral in the Dolomites of S. Tyrol. Geolog. Magazine. London 1894. Jan. — A. Rothpletz, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. 1894. S. 45. — W. Salomon, Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontogr. XLII. 1895. S. 24.

**) E. v. Mojsisovics, Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. Sitzber. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. CV. Abt. I. 1. Jan. 1896.

an das Wiener Becken in mächtigen Bergmassen, ebenso in der südlichen Triaszone entwickelt ist. Der Dachsteinkalk außer mit Gyroporellen mit Avicula exilis, Turbo solitarius, hier und da mit Fischresten (Semionotus, Lepidotus, Pholidophorus); lokal (Salzkammergut, Ampezzaner Alpen, Recoaro, Friaul) mit Hallstätter Cephalopoden. Er geht in den nördlichen Alpen nach oben zu in Plattenkalke über, welche oft erfüllt sind von kleinen Schneckensteinkernen (Rissoa alpina Gümb.).

Der Hallstätter Kalk*). Die eigenartige Entwicklung dieser faunenreichen Fazies der Trias des Salzkammergutes (von Hallein, Hallstatt, Aussee, Berchtesgaden) beginnt bereits im Muschelkalke und reicht durch die ganze obere Trias bis an die untere Liasgrenze. Die Verbreitungsgebiete der Hallstätter Fazies sind räumlich sehr beschränkt und bilden nur isolierte kleine Gebirgspartien inmitten der zu gewaltiger Ausdehnung und Mächtigkeit gelangenden mit ihnen gleichalterigen Wetterstein- und Dachsteinkalke. Sie repräsentieren augenscheinlich die zwischen den 1500—2000 m mächtigen Riffkalken am Boden des Meeres in höchstens 200 m Mächtigkeit abgelagerten Kalkniederschläge.

Das herrschende Gestein der Hallstätter Triasfazies ist ein meist undeutlich gebankter Kalkstein von licht gelblichrötlicher oder grauer Farbe. Intensiver gefärbte, sog. Marmore, kommen nur untergeordnet vor, ohne an ein bestimmtes Niveau gebunden zu sein. Letzteres gilt auch von den ziemlich allgemein verbreiteten Mergeln und Plattenkalken, welche als Zlambachschichten bezeichnet werden und bankweise ziemlich reich an Fossilien sind (Choristoceras, Cochloceras, Bivalven, Halorellen und Korallen). Dieser früher als Basis der Hallstätter Kalke aufgefaßte Schichtenkomplex führt bei Ischl, Hallstatt, Aussee, Hallein und Berchtesgaden Einlagerungen von Salzton, Haselgebirge und abbauwürdigem Steinsalz.

Nach der vertikalen Verteilung der in dem Hallstätter Schichtenkomplex enthaltenen Ammoniten gliederte E. v. Mojsisovics denselben in eine größere Anzahl von Horizonten, von denen die unteren sich mit solchen des übrigen alpinen Triasgebietes decken, während er die von letzteren in so hohem Grade abweichenden oberen cephalopodenreichen Zonen als Juvavische Stufe zusammenfaßte. Dieser obere Teil des Hallstätter Kalkes ist somit ein Äquivalent des Dachsteinkalkes und Hauptdolomites, in denen auch A. Bittner Nester von Hallstätter Cephalopoden nachgewiesen hat. Ähnliche Vorkommnisse sind auch aus den Ampezzaner Alpen, aus Friaul und von Recoaro bekannt geworden, so daß die Hallstätter Fauna sich innerhalb der Alpen nicht auf das Salzkammergut beschränkt.

*) E. v. Mojsisovics, Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzber. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CI. Abt. I. 1892. S. 769. — v. Mojsisovics, Waagen und Diener, Gliederung der pelagischen Sedimente der Trias. Ebend. Bd. CIV. Abt. I. 1895. S. 1.

Die Hallstätter Kalke sind im allgemeinen frei von organischen Resten. Diese konzentrieren sich vielmehr auf lokale Nester oder auf rote Kalksteinlinsen im hellen Kalke, welche eine Mächtigkeit von 1 m und eine Länge

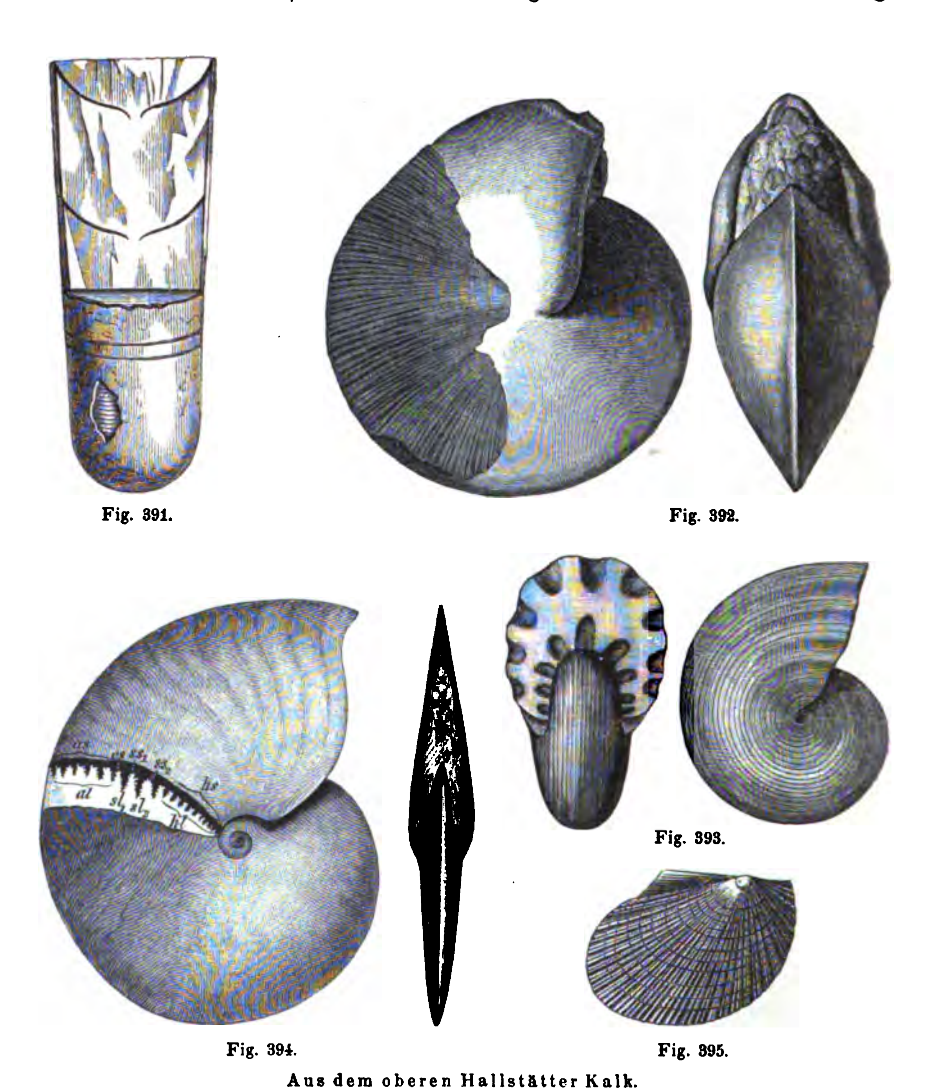


Fig. 391. Fig. 392.

Fig. 393.

Fig. 394. Fig. 395.

Aus dem oberen Hallstätter Kalk.

Fig. 391. Orthoceras dubium Hauer. — Fig. 392. Ammonites (Arcestes) gigantogaleatus Mojs. — Fig. 393. Ammonites (Cladiscites) tornatus Br. — Fig. 394. Ammonites (Pinacoceras) parma Mojs. — Fig. 395. Monotis salinaria Schloth.

von 30 m erreichen. In ihrer Fauna herrschen Cephalopoden und zwar neben Orthoceratiten (Fig. 391) Ammoneen vor und unter diesen die Familien der Arcestidae, Tropitidae, Ceratitidae, Cladiscitidae und Pinaco-

ceratidae (Fig. 392—394). Von Zweischalern stellt sich Monotis salinaria (Fig. 395) oft in großer Menge ein.

C. Die rhätische Stufe.

1. Die Kößener Schichten (Avicula contorta-Zone). Versteinerungsreiche, kalkigtonige Schiefertone und Mergel, denen zahllose dünne Bänkchen dunkelgrauen Kalkes zwischengelagert sind. Letztere sind reich an Zweischalern und Brachiopoden, vorzüglich Avicula contorta Portl., Gervillia inflata Schafh., Gerv. praecursor Quenst., Protocardia rhaetica Mer., Cardium cloacinum Quenst., Card. austriacum Hau., Terebratula gregaria Süß, Spirigera oxycolpos Emmr., Spiriferina uncinata Schafh. Sehr häufig sind auch die ästigen Formen der Lithodendren.

2. Der obere Dachsteinkalk bildet die Höhe vieler alpinen Dolomitplateaus, berüchtigt durch ihre Wasserarmut und ihre Karrenfelder (so auf dem Hagen-, Tännen-, Dachstein- und Totengebirge). Er ist ein dunkler, reiner, dichter Kalkstein, oft voll großer, herzförmiger Muscheldurchschnitte von Megalodus triqueter Hauer (der sog. Dachstein-Bivalve, Fig. 396), in manchen Bänken mit Korallen und Tiefseeforaminiferen. Wo die Mergel der Kößener Schichten nicht zur Ausbildung gelangt sind, verschmilzt Hauptdolomit, Plattenkalk, unterer und oberer Dachsteinkalk zu jenen kolossalen Kalkmassen des Stein-, Watzmann-, Reutalp-, Dachstein- und Göhlgebirges.

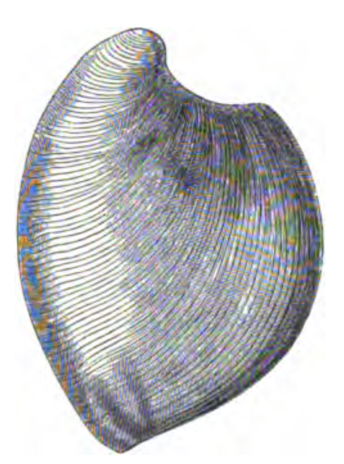


Fig. 396. Megalodus triqueter Hauer.

Auf die rhätischen Schichten folgt an vielen alpinen Lokalitäten der unterste Lias, die Zone des Ammonites planorbis.

Eruptivgesteine der alpinen Trias. Im auffälligsten Gegensatze zu dem vollständigen Ausschluß gleichalteriger eruptiver Gesteine innerhalb der deutschen Trias ist die entsprechende alpine Formation reich an Gesteinen, deren Eruption in den Verlauf der triadischen Periode fällt und welche jetzt z. T. als intrusive Lagergänge, z. T. mit Tuffen verknüpft, als Decken zwischen die Sedimentgesteine eingeschaltet erscheinen, so der Raibler Felsitporphyr auf der oberen Grenze des Muschelkalkes der julischen und karnischen Alpen, ferner die Augitporphyre, Melaphyre und Diabasporphyrite nebst ihren Tuffen (Wengener Tuffschiefer, Pietra verde) zwischen den Buchensteiner, Wengener und Raibler Schichten

der Val Trompia, des Fassatales, der Seiser Alp, von St. Cassian und der Mendola.

Von stockförmigen, also jüngeren Eruptivmassen gehören der Trias Südtirols an namentlich der Tonalit-Granitstock des Adamello, ferner diejenigen von Predazzo und vom Monzoni in Südtirol. Der Eruptivstock von Predazzo durchsetzt die Werfener Schichten, den Muschelkalk, die Buchensteiner und Wengener Schichten und ist ebenso wie sein Kontakt mit den letztgenannten triadischen Schichten, die hier eine typische Metamorphose erlitten haben (vgl. S. 292 u. 293) durch die tiefen Erosionstäler des Avisio und Travignolo ausgezeichnet aufgeschlossen. Derselbe besteht randlich aus Augitsyenit (Monzonit), dessen rasch erstarrte Oberflächenergüsse die Decke von Plagioklas-Porphyrit auf dem Mulatto bilden. Die später eingedrungene Kernmasse des Eruptivstockes ist ein rötlicher Biotitgranit und Turmalingranit, welcher Apophysen von Aplit und feinkörnigem Granit sowohl in den Monzonit wie in die Porphyritdecke absendet. Die Kontaktflächen zwischen dem alten Eruptionskanale und dem durchbrochenen Sedimentgebirge konvergieren in der Regel gegen das Innere des Stockes, so daß dieser sich nach oben erweitert, über die Schichten übergreift und ungefähr trichterförmige Gestalt besitzt. Als jüngste Eruptionsprodukte durchsetzen wenig mächtige Gänge von Camptonit und Liebeneritporphyr die sämtlichen übrigen Gesteine des Stockes. Der weiter nordöstlich gelegene Eruptivstock des Monzoni besteht wesentlich aus Monzonit mit randlichen Schlieren von Pyroxenit, welche ebenfalls von Gängen von Camptonit und Liebeneritporphyr durchsetzt werden*). Auch dieser Stock durchbricht die triadischen Schichten, welche sowohl an ihrer Begrenzungsfläche mit jenen, wie an den in der Eruptivmasse eingeschlossenen Fragmenten die S. 293 geschilderten Kontakterscheinungen aufweisen.

Die außeralpine pelagische Trias**).

1. Pelagische Vertreter des Buntsandsteines.

Am Golf von Ismid in Kleinasien;
am Bogdo-Berge in der astrachanischen Steppe (Werfener Schichten);
in der Salt Range in Indien (Untere Ceratiten-Kalke, Ceratiten-Mergel und Sandsteine);
im Himalaya (Meekoceras Beds);
am Unterlaufe des Olenek und auf der Insel Kotelny in Nordsibirien;

*) W. C. Brögger, Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo. Kristiania 1895. — Vgl. hierzu J. Romberg, Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1902. XXX. u. XXXII.

**) E. v. Mojsisovics, W. Waagen und C. Diener, Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. Sitzber. d. k. k. Akad. Wiss. Wien. Bd. CIV. Abt. I. Dez. 1895. S. 1271 (mit der betreffenden Literatur).

in Idaho in den Rocky Mountains (Meekoceras Beds);
in California in den S. Ana Mountains (Pseudomonotis-Kalke).

2. Pelagische Vertreter des Muschelkalkes.

In den Westkarpathen, in Bosnien, Dalmatien, bei Ismid am Marmara-Meere);
in der Salt Range (Obere Ceratites-Kalke);
m Himalaya (Muschelkalk);
auf der Insel Russky, am Olenek, an der Lenamündung in Nordostsibirien;
auf Spitzbergen (Posidonien- und Daonellenkalke);
in Nevada (Cephalopodenkalk von Star Peak).

3. Pelagische Vertreter des Keupers.

Im mediterranen Gebiete bei Barcelona in Spanien, auf den Balearen, auf Sicilien, in Süditalien, in Ostsiebenbürgen, in Oberungarn, bei Serajevo in Bosnien, bei Pozoritta in der Bukowina, in der Dobrudscha, Golf von Ismid;
im Himalaya;
im Pamir (Halorellen- und Monotis-Schichten);
in Afghanistan (Bicrenatus-Schichten);
im zentralen China (Cassianer Horizont);
auf Nipon;
auf Rotti im indischen Archipel (Halobien-Schichten, Schichten mit Monotis salinaria);
auf Sumatra;
auf Neu-Caledonien und Neu-Seeland;
in Peru (Monotis-Schichten);
in California (Subbullatus-Schichten, Halobien-Schichten);
auf der Bäreninsel (Trachyceras-Schichten).

Innerhalb der arktisch-pacifischen Trias besitzen Schichtenkomplexe mit Pseudomonotis-Arten (die Pseudomonotis-Schichten) eine allgemeine Verbreitung, ohne daß es bisher möglich war, dieselben mit einem bestimmten Horizonte der oberen alpinen Trias zu parallelisieren.

Der Jura.

Allgemeinere Literatur betreffend den Jura Deutschlands.

F. A. Römer, Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithengebirges. Hannover 1836 und Nachtrag 1839.
Dunker und Koch, Beiträge zur Kenntnis des norddeutschen Oolithengebirges. 1837.
A. Oppel, Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. Stuttgart 1856—58.
Ferd. Römer, Die jurassische Weserkette. Berlin 1858.
Heinr. Credner, Gliederung der oberen Juraformation und der Wealdenbildung im nordwestlichen Deutschland. Prag 1863. — Geognostische Karte der Umgegend von Hannover. Hannover 1865.
K. v. Seebach, Der hannoversche Jura. Berlin 1864.

D. Brauns, Der untere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig 1871. — Der mittlere Jura. Kassel 1869. — Der obere Jura. Braunschweig 1874.
C. Struckmann, Der obere Jura in der Umgebung von Hannover. Hannover 1878. und Neue Beiträge hierzu in Dames und Kayser, Paläontologische Abh. Bd. I. Berlin 1882. S. 1. — Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 227, 1887. S. 32. — N. Jahrb. 1881. Bd. II. S. 77. — Jahresber. d. naturhist. Ges. Hannover. 1879 und 1880.
F. A. Quenstedt, Der Jura. Tübingen 1858. — Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. Stuttgart 1883—88.
O. Fraas, Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882. S. 70—149.
Th. Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 2. Aufl. Stuttgart 1896.
C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura). 1891.

Mit dem Beginn der Juraperiode tritt uns eine neue Fauna von überraschendem Formenreichtum entgegen. Die Belemniten stellen sich in Unzahl ein, Ammoniten erreichen eine allgemeine Verbreitung und eine enorme Entwicklung und übertreffen alle übrigen Bewohner des Meeres an Zahl der Individuen und an Mannigfaltigkeit ihrer Form und der Zierraten ihrer Gehäuse. An Stelle der triadischen Ammoneen-Gattungen Ceratites, Pinacoceras, Trachyceras, Arcestes und Tropites treten jetzt neben Phylloceras und Lytoceras die neuen Genera Amaltheus, Psiloceras, Schlotheimia, Arietites, Aegoceras, Harpoceras, später Oppelia, Parkinsonia, Stephanoceras, Cosmoceras, Perisphinctes und Aspidoceras, in mehr als 500 Arten, diese in phylogenetisch hoch bedeutsamen Formenreihen. Die Korallen vom Typus der Neuzeit entfalten eine bedeutende riffbauende Tätigkeit, die Seeschwämme, die Seeigel und zahlreiche Molluskengeschlechter, namentlich Gastropoden (unter diesen die Nerineen, Strombiden und Pleurotomarien, ferner die Trigonien, Pholadomyen und Diceraten, sowie die austerartigen Muscheln (Ostrea, Alectryonia, Gryphaea, Exogyra), endlich die Brachiopoden-Gattungen Terebratula, Waldheimia und Rhynchonella gewinnen eine außerordentliche Verbreitung und Häufigkeit. Auch die typischen langschwänzigen Decapoden erscheinen zuerst in größerer Zahl. Die Fische beschränken sich fast noch auf Ganoid- und Knorpelfische, während Teleostier, die große Masse der heutigen Fischwelt, im jurassischen Zeitalter nur durch die heringartigen Gattungen Leptolepis und Thrissops vertreten sind, deren Skelette lokal in großer Anzahl die Schichtungsflächen oberjurassischer Kalkplatten bedecken. Vor allen Tieren der damaligen Ozeane ragen zwei durch das Abenteuerliche ihrer Form, durch das Gigantische ihrer Größe hervor, zwei Saurier, Ichthyosaurus und Plesiosaurus, beide nach ihrem ganzen Bau auf das Leben im Meere beschränkt. Letzteres gilt auch von den im oberen Jura erscheinenden Meer-Krokodiliern Geosaurus und Dacosaurus.

Eine ähnliche Umgestaltung und Bereicherung wie die Fauna der Meere hat die der Kontinente erfahren. Wir sahen die unbedeutenden

Anfänge einer Landfauna in dem silurischen Zeitalter erstehen. Die ersten und einzigen Repräsentanten der landbewohnenden Wirbeltiere waren im Carbon einige salamanderartige Amphibien (Stegocephalen), zu ihnen gesellen sich im Verlaufe der permischen Periode rhynchocephalenartige Reptilien und zu beiden im triadischen Zeitalter eine Anzahl Theromorpha (z. B. Dicynodon) und Sauropterygia (z. B. Nothosaurus), sowie höchst vereinzelte Spuren der ersten Säugetiere (Microlestes). In der Juraperiode gewinnen die Krokodilier (Teleosaurus, Mystriosaurus), Flugsaurier und Dinosaurier, sowie Schildkröten eine große Verbreitung. Ihnen gesellt sich eine noch unbeträchtliche Zahl von warmblütigen Wirbeltieren und zwar ihrer beiden Klassen, der Vögel und Säugetiere, hinzu, letztere freilich nur durch Beuteltiere vertreten. Große paläontologische Bedeutung besitzen die Dinosaurier, Landreptilien mit langem Hals, mächtigem Schwanz, langen Hinterextremitäten, vielfach aufrechter Körperhaltung und z. T. mit ausgesprochenen Vogelmerkmalen. Bereits in der Trias vertreten (Zanclodon), erreichen sie im oberen Jura und zwar vorzüglich in dem der Rocky-Mountains eine große Mannigfaltigkeit, Häufigkeit und z. T. Riesenhaftigkeit mit den Geschlechtern Compsognathus, Megalosaurus, Brontosaurus, Stegosaurus, Cetiosaurus, Atlantosaurus u. a., von denen die beiden letzten eine Länge von nicht weniger als 15—30 m erlangen. Auch die Arthropoden finden außer durch Krebse durch Libellen, Grillen und Käfer eine ziemlich mannigfaltige Vertretung. Zieht man nun noch in Betracht, daß bereits in der Juraperiode die Dickichte der Sigillarien, Lepidodendren und Calamiten schon längst der Vorzeit angehören, daß statt ihrer echte Nadelhölzer, gemischt mit Cycadeen, die Wälder bilden, auf deren Boden Farnkräuter und Equiseten wuchern, daß also Gymnospermen die einfacher organisierten Kryptogamen des paläozoischen Zeitalters zurückgedrängt und das Maximum ihrer Entwicklung erreicht haben, so ist nicht zu verkennen, daß sich die organische Welt auf eine höhere Stufe emporgeschwungen hat, als sie in den vorjurassischen Zeitaltern einnahm.

Die Schichtenreihe der jurassischen Formation besteht vorzugsweise aus Kalksteinen, Mergeln und Sandsteinen, Schiefertonen und plastischen Tonen, mit welchen nicht selten mächtige Dolomite wechsellagern; diese sind es, welche die grotesken Fels- und Höhlenbildungen der jurassischen Gebiete in Hannover und Braunschweig, sowie in der fränkischen Schweiz und Schwabens bedingen. Oolithe sind namentlich in den mittleren und oberen Niveaus des Jurasystemes so gewöhnlich, daß man die ganze Formation nach ihnen »Oolithenformation« benannte. Ihren jetzt gebräuchlichen Namen hat dieselbe vom Juragebirge erhalten, an dessen Zusammensetzung sie den Hauptanteil nimmt. Konglomerate und Breccien sind zu den selteneren jurassischen Vorkommnissen zu rechnen, während vulkanische

Tuffe und Zwischenlager von eruptivem Ursprung dem zentraleuropäischen Jura ganz fremd sind.

Die bis 1000 m mächtige Schichtenreihe des Jura zerfällt nach den Umgestaltungen, welche die damaligen Faunen und Floren erlitten haben, also nach der Verschiedenartigkeit des paläontologischen Habitus der einzelnen aufeinander folgenden, die Juraformation aufbauenden Schichtenkomplexe in zahlreiche Stufen, welche man in drei Hauptabteilungen zusammenfaßt. Diese sind:

3. der weiße oder obere Jura oder **Malm**,
2. der braune oder mittlere Jura oder Dogger,
1. der schwarze oder untere Jura oder Lias.

1. Der Lias.

Petrographischer Charakter. Unter den Gesteinen, welche die selten mehr als 100 m mächtige Schichtenreihe des Lias zusammensetzen, walten Schiefertone, Sandsteine, Kalksteine, Mergel und Tone bei weitem vor, namentlich spielen graue, braune oder schwarze, meist bituminöse Tone und Schiefertone nicht nur durch ihre bedeutende Mächtigkeit, sondern auch als Muttergestein außerordentlich deutlich erhaltener organischer Reste eine wichtige Rolle. Aus ihnen entwickeln sich sehr gewöhnlich dunkelgraue bis schwarze, kalkreiche und bituminöse, mehr oder weniger dünnschieferige und versteinerungsreiche Mergelschiefer, deren Bitumengehalt oft so überhand nimmt, daß sie in förmliche Brandschiefer übergehen. Zu einer bedeutenden Entwickelung gelangen ferner dünnschichtige, dunkele, ebenfalls bituminöse und stark tonige Kalksteine, die zum Teil außerordentlich reich an organischen Überresten sind, so daß manche Schichten fast allein aus solchen zusammengesetzt erscheinen (Gryphiten- oder Arcuatenkalk, Ammonitenkalk, Monotiskalke). Sandsteine, zum großen Teil sehr körnig, oft glimmerreich und dann dünnplattig, von gelblichgrauer Farbe, stellen sich namentlich an der Basis der Liasformation ein, ohne jedoch aus den übrigen Niveaus des Lias vollständig ausgeschlossen zu sein. Mit ihnen sind in einigen Gegenden Steinkohlenablagerungen verknüpft, so bei Kammin an der Odermündung, im Pechgraben bei Weyer in Österreich, am kaspischen Meer, in Persien und China. Bei Fünfkirchen in Ungarn treten 25 abbauwürdige Flötze mit einer Gesamtmächtigkeit von 26 m auf (siehe Fig. 397). Eine gewisse technische Wichtigkeit, wenn auch nur eine untergeordnete Bedeutung als Glieder der Liasformation, besitzen Einlagerungen von oolithischem Eisenerze und Sphärosiderit. Während letzterer in Gestalt oft dicht aneinander gedrängter Nieren und Knollen im Schiefertone vorkommt, bilden erstere gewöhnlich regelmäßige und stetige Flötze, welche teils zwischen dem Sandstein, teils zwischen den Schiefertonen der Formation auftreten.

Derartige versteinerungsführende Flötze von oolithischem Eisenstein werden z. B. am Kahleberge bei Echte, bei Helmstädt, bei Harzburg, am Luhdener Berge bei Rinteln u. a. O. abgebaut. Im Teutoburger Walde und zwar im

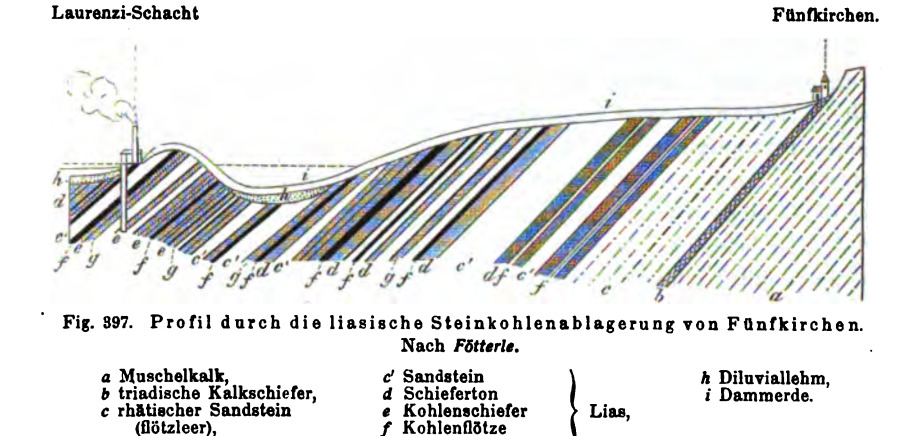


Fig. 397. Profil durch die liasische Steinkohlenablagerung von Fünfkirchen. Nach *Fötterle*.

a Muschelkalk,
b triadische Kalkschiefer,
c rhätischer Sandstein (flötzleer),
c' Sandstein, *d* Schieferton, *e* Kohlenschiefer, *f* Kohlenflötze, *g* Eisensteinflötze } Lias,
h Diluviallehm,
i Dammerde.

Kreise Bielefeld, Paderborn und Warburg, kommen in 50 übereinander liegenden Horizonten Sphärosideritnieren, ferner zwei zusammen 2,20 m mächtige Sphärosideritlager und endlich drei Flötze von oolithischem Eisenerz vor, letztere 7,53 m mächtig. — Recht eigentümliche Gebilde sind die dünnen Schichten von Tutenmergel (Nagelkalk), welche z. B. am Harzrande bei Goslar und in Württemberg sehr häufig im Lias vorkommen.

Lagerungsverhältnisse. Die tektonischen Verhältnisse der Liasformation sind fast durchgängig höchst einfacher Natur. Wie ein weiter, dunkeler Teppich dehnt sie sich, freilich durch Erosion in zahlreiche isolierte Partien zerschnitten, innerhalb ihrer Verbreitungsgebiete aus und umsäumt in flachen Terrassen die noch beschränkteren Areale der jüngeren jurassischen Gebilde, die sich über die Ebene des Lias erheben. Die Lage der Schichten ist mäßig geneigt, sehr häufig, namentlich im nordwestlichen Deutschland, eine flach muldenförmige, so daß sich das Ausgehende der Muldenflügel an die langgezogenen triadischen Rücken anlegt, während das Innere der Mulden durch den oberen Jura und die Kreide ausgefüllt ist (vgl. Fig. 346, S. 521). Nur in jüngeren Gebirgen, so in den Alpen und in dem Schweizer Jura, stellen sich komplizierte Faltungen, Verwerfungen und Überschiebungen ein (vgl. Fig. 28 u. 29, S. 67; Fig. 111, S. 323; Fig. 115, S. 325; Fig. 129, S. 330; Fig. 131, S. 331), am nördlichen Harzrande und im Teutoburger Walde vollständige Überkippungen, ferner vielerorts, z. B. bei Kassel, Eisenach und Arnstadt, bis ins kleinste gehende schollenförmige Zerstückelungen. Mit dem obersten Gliede der Trias, dem Rhät,

ist der Lias auf das innigste verknüpft, und ebenso ist seine Überlagerung durch den braunen Jura eine vollkommen gleichförmige.

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie in allen marinen Bildungen, so spielen auch im Lias Pflanzenreste nur eine untergeordnete Rolle. Neben einigen in den Liasschiefern recht häufigen Fucoiden (z. B. Chondrites Bollensis Kr. und Sphaerococcites granulatus Bronn) sind die in der ganzen jurassischen Formationsgruppe so wichtigen Cycadeen auch im Lias und zwar vorzugsweise durch die Gattungen Zamites, Podozamites, Pterophyllum, freilich durch in das Meer eingeschwemmte Exemplare vertreten. Auch verkalkte und verkohlte Coniferenhölzer, sowie vereinzelte Coniferenzweige (Araucarites peregrinus) sind von verschiedenen Lokalitäten bekannt. Nur im Lias der Alpen und Karpathen stellen sich Schichten mit reichlichen Pflanzenresten ein, welche letztere sich sogar zu Kohlenflötzchen anspeichern können (Grestener Schichten, Rotzo-Schichten).

In schroffem Gegensatze zu dieser Armut an vegetabilischen Resten birgt die Schichtenreihe des Lias eine außerordentlich mannigfaltige, formen- und individuenreiche Meeresfauna, deren Hauptvertreter den Crinoideen, Brachiopoden, Mollusken und Reptilien angehören. Unter den Crinoideen erlangt das Geschlecht Pentacrinus eine außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung; unter den Brachiopoden zeichnen sich die Genera Terebratula und Rhynchonella durch die große Menge ihrer Individuen aus, auch Spirifer und Leptaena sind noch vertreten. Von den Zweischalern sind Gryphaea, Pecten, Lima, Avicula, Mytilus, Trigonia, Pholadomya und Astarte die wichtigsten, am reichhaltigsten aber von allen liasischen Molluskenabteilungen sind die Ammoneen und Belemniten entwickelt und erlangen einerseits durch die große Anzahl ihrer Spezies und die zuweilen enorme Menge ihrer Individuen, anderseits durch das Gebundensein gewisser charakteristischer Arten an ganz bestimmte Horizonte eine außerordentliche Bedeutung für diese Formation. In ihr sind namentlich die Ammonitengattungen Psiloceras, Schlotheimia, Arietites, Harpoceras, Amaltheus, Phylloceras und Lytoceras vertreten. Außerdem erhält der paläontologische Habitus des Lias durch die zahlreichen und weit verbreiteten Reste von Ichthyosaurus*) und Plesiosaurus**), riesigen Meeressauriern mit flossenartigen Ruderfinnen und bikonkaven Fischwirbeln, ein ganz eigentümliches Gepräge. An schwäbischen Exemplaren von Ichthyosaurus ist nicht nur die lederartige Schwimmhaut der Extremitäten, sondern auch die Rückenflosse und die gewaltige zweilappige Schwanzflosse überliefert (Fig. 399). Ihre Krokodilzähne beweisen,

*) E. Fraas, Die Ichthyosaurier der süddeutschen Trias- und Juraablagerungen. Tübingen 1891. — Ders., Die Hautbedeckung v. Ichthyosaurus. N. Jahrb. 1892. II. S. 87.

**) W. Dames, Die Plesiosaurier des süddeutschen Lias. Abh. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1895.

daß sie gefräßige Raubtiere waren, der Inhalt ihres Magens und die Bestandteile ihrer Exkremente (Koprolithen), daß ihre Nahrung aus Fischen, Reptilien und Tintenfischen bestand. Der fast 10 m lange Ichthyosaurus (Fig. 398 u. 399) besaß delphinähnliche Gestalt, einen großen Kopf auf sehr

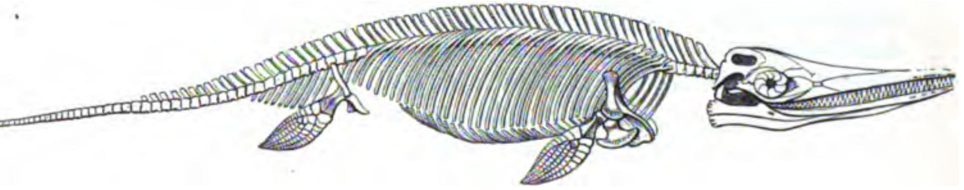


Fig. 398. Ichthyosaurus communis Conyb. Nach *Owen*.

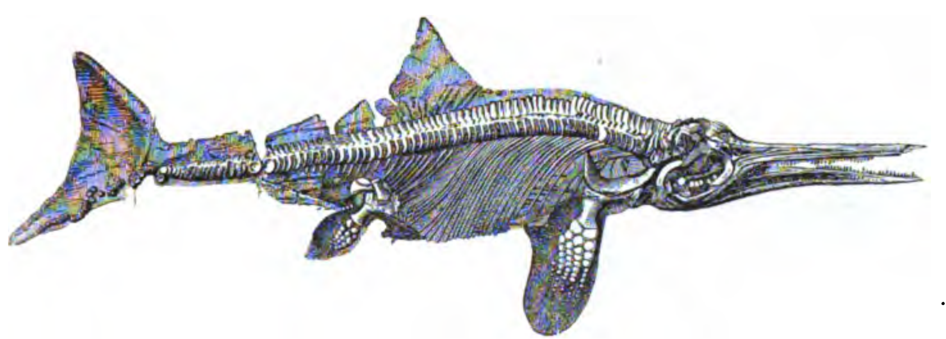


Fig. 399. Ichthyosaurus quadriscissus Quenst. Nach *Eb. Fraas*.

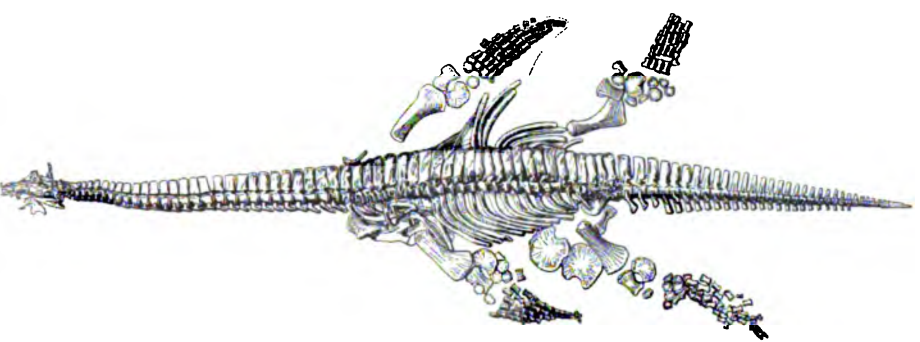


Fig. 400. Plesiosaurus Guilelmi Imperatoris Dames.

kurzem Halse, einen langen Schwanz und Ruderfinnen aus einem Mosaikpflaster von polygonalen Knochentafeln, — der bis 3 m lange Plesiosaurus (Fig. 400) einen kleinen eidechsenartigen Kopf an langem, schlangenartigem Halse (mit 24—40 Wirbeln), einen kurzen Schwanz und Ruderfüße mit 5 Fingern von Röhrenknochen. Die Hauptfundorte dieser beiden Meeressaurier sind Lyme Regis in England, Boll und Holzmaden in Württemberg und Banz bei Bamberg.

Einen auffallenden Gegensatz zu den nackten, ausschließlich auf das Meer angewiesenen Sauriern bilden die auch zur Bewegung auf dem Lande organisierten gavialähnlichen Saurier mit schlanker, schmaler Schnauze und dicken viereckigen Knochenschildern. Hierher gehören namentlich Teleosaurus, Mystriosaurus, Pelagosaurus und Macrospondylus, z. B. aus den Schiefern von Boll. Die im oberen Jura ihre Hauptverbreitung erlangenden Flugsaurier sind bereits im Lias vertreten, so im oberen Lias Schwabens durch Campylognathus*).

Von den übrigen Abteilungen des Tierreiches sind Foraminiferen, Schwämme und Korallen im Lias verhältnismäßig nur schwach repräsentiert, von Gastropoden gewinnen nur einzelne Spezies der Geschlechter Turbo, Trochus, Pleurotomaria eine nicht unbedeutende Verbreitung; Insektenreste (Käfer, Orthopteren, Neuropteren und Hemipteren) sind aus Mecklenburg, Gloucestershire und Aargau bekannt geworden. An Fischen sind namentlich die oberen Horizonte des Lias von England und Schwaben reich, in

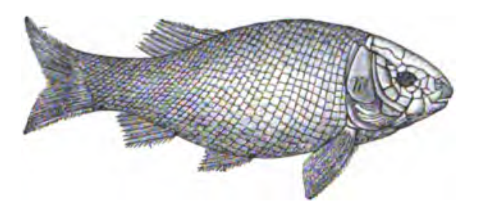


Fig. 401. Lepidotus Elvensis Blv.





Fig. 402. Acrodus nobilis Ag. Zahnpflaster des rechten Unterkiefers.

Fig. 402*a*. Hybodus reticulatus Ag. (Rückenflossenstachel).

denen sowohl einzelne glänzende Schuppen, wie außerordentlich schön erhaltene Exemplare homocercaler Ganoiden, z. B. von Lepidotus Elvensis Blv. (Fig. 401), Lep. gigas Ag., Ptycholepis Bollensis Ag., Dapedius pholidotus Ag., vorkommen. Eine größere Verbreitung besitzen die Flossenstacheln und Zähne von Knorpelfischen (Hybodus, Fig. 402*a*; Acrodus, Fig. 402).

*) F. Plieninger, Palaeontographica. Cassel. XLI. S. 193.

Allgemeine Gliederung des Lias. In allen ihren Verbreitungsgebieten zerfällt die Schichtenreihe des Lias in eine Anzahl Stufen, welche der Umgestaltung der liasischen Faunen entsprechen und sich demnach durch gewisse Verschiedenartigkeiten ihrer Versteinerungsführung auszeichnen. Diese zahlreichen Stufen, die als das Resultat lokaler Einflüsse natürlich keine ganz allgemeine Geltung besitzen, jedoch in den nachfolgenden Abschnitten aufgeführt sind, lassen sich in drei überall zu unterscheidende Abteilungen zusammenfassen, welche man als unteren, mittleren und oberen Lias bezeichnet.

a. Der untere Lias.

Harte, schwarze Kalke, fette Tone, selten mit oolithischen Eisenerzen, sowie z. B. in Franken gelben Sandsteinen.

Die Kalksteine sind zum Teil ganz angefüllt von Gryphaea arcuata Lam. (Fig. 406), sowie von Ammonites (Psiloceras) planorbis Sow. (= Amm. psilonotus Qu. Fig. 410), Amm. (Arietites) Bucklandi Sow. (Fig. 409), Amm. (Schlotheimia) angulatus Schloth. (Fig. 408), Amm. (Ophioceras) raricostatus Ziet. Als fernere weitverbreitete ausgezeichnete Leitfossilien des unteren Lias sind anzuführen: Lima gigantea Sow. (Fig. 405), Cardinia concinna Ag., Card. hybrida Ag. (Fig. 407), Spiriferina Walcotti Sow. (Fig. 404), Pentacrinus scalaris Mill. (Fig. 403), Pentacrinus Briareus Mill. Im oberen Teile des unteren Lias treten in England bituminöse Schiefer mit zahlreichen Fischen und Ichthyosauren, namentlich aber mit Plesiosauren auf (Lyme Regis).

Stufengliederung des unteren Lias (von unten nach oben zu lesen):

Lias β. 6. Stufe des Ammonites (Ophioceras) raricostatus.
5. Stufe des Ammonites (Oxynoticeras) oxynotus.
4. Stufe des Ammonites (Arietites) obtusus.

Lias α. 3. Stufe des Ammonites (Arietites) Bucklandi.
2. Stufe des Ammonites (Schlotheimia) angulatus.
1. Stufe des Ammonites (Psiloceras) planorbis.

b. Der mittlere Lias.

Graue Kalkmergel und Kalksteine, oolithische Kalke und Eisensteine, dunkelblaue plastische Tone mit Sphärosideritnieren und Kalkgeoden. Aus der großen Anzahl der organischen Reste, welche diese Schichten führen, sind als Leitfossilien des mittleren Lias hervorzuheben: Ammonites (Aegoceras) capricornus Schloth. (Fig. 416), Amm. (Amaltheus) costatus Schloth., Amm. (Lytoceras) fimbriatus Sow. (Fig. 415), Amm. amaltheus Schloth. (= Amaltheus margaritatus Brug.) (Fig. 414), Belemnites paxillosus Schloth. (Fig. 413), Gryphaea cymbium Lam. (Fig. 412), Terebratula (Zeilleria) numismalis Lam. (Fig. 401), Rhynchonella rimosa Buch, Spiriferina rostrata Schloth., Pentacrinus basaltiformis Mill.

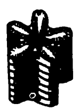


Fig. 403. Pentacrinus scalaris Mill.

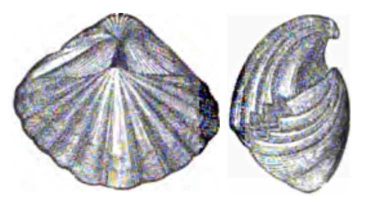


Fig. 404. Spiriferina Walcotti Sow.



Fig. 405. Lima gigantea Sow.



Fig. 406.
Gryphaea arcuata Lam.

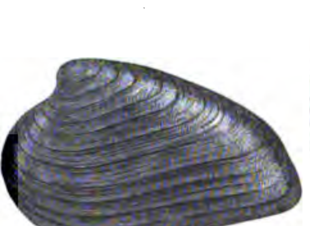


Fig. 407.
Cardinia hybrida Ag.



Fig. 408.
Ammonites (Schlotheimia) angulatus Schl.

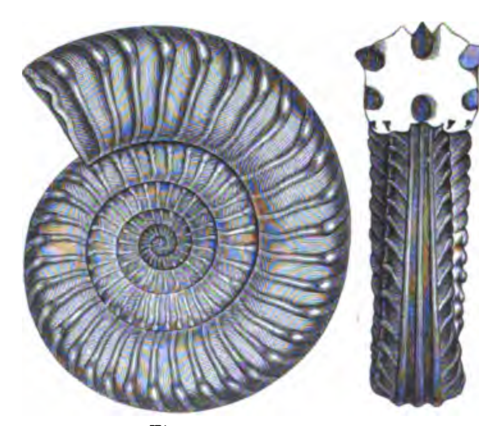


Fig. 409.
Ammonites (Arietites) Bucklandi Sow.

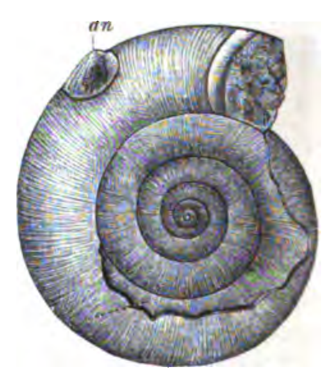


Fig. 410.
Ammonites (Psiloceras) planorbis Sow.
an Anaptychus.

Fig. 403—410. **Leitfossilien des unteren Lias.**

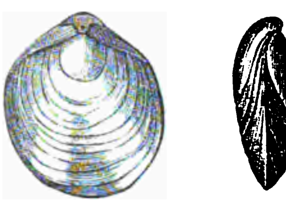


Fig. 411. Terebratula (Zeilleria) numismalis Lam.

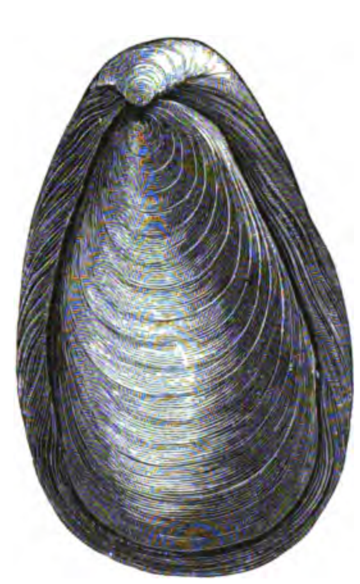


Fig. 412. Gryphaea cymbium Lam.



Fig. 413. Belemnites paxillosus Schloth.



Fig. 414. Ammonites (Amaltheus) margaritatus Brug.



Fig. 415. Ammonites (Lytoceras) fimbriatus Sow.



Fig. 416. Ammonites (Aegoceras) capricornus Schloth.

Fig. 411—416. **Leitfossilien des mittleren Lias.**

Stufengliederung des mittleren Lias:

Lias δ. 11. Stufe des Ammonites (Amaltheus) spinatus (costatus).
10. Stufe des Ammonites (Amaltheus) margaritatus.

Lias γ. 9. Stufe des Ammonites (Aegoceras) Davoei.
8. Stufe des Ammonites (Phylloceras) ibex.
7. Stufe des Ammonites (Dumortieria) Jamesoni.

c. Der obere Lias.

Zu unterst dünnschieferige, bituminöse Schiefertone, von zum Teil so ansehnlichem Ölgehalte, daß dasselbe gewonnen wird, überlagert von dünnplattigen Stinkkalken voll Pseudomonotis substriata Münst., sowie von grauen Mergelkalken. Gewisse Lager der ersteren sind von den dünnen, konzentrisch runzeligen Schalen der Posidonia (Posidonomya) Bronni (Fig. 418) erfüllt, wonach der ganze Komplex als Posidonienschiefer bezeichnet wird. In ihnen ist der große Reichtum an Überresten von Fischen und Sauriern niedergelegt, durch welchen sich namentlich Boll und Holzmaden in Schwaben und Banz in Franken auszeichnen. Hier birgt dieser Horizont die wohlerhaltenen Skelette von Ichthyosaurus und Teleosaurus, die Schuppen, Zähne und Flossenstacheln von Ptycholepis, Hybodus, die Schulpe und Tintenbeutel von Geoteuthis und Beloteuthis, die Kronen von Pentacrinus briaroides (Fig. 417) in sonst kaum gekannter Vollständigkeit. Von letzteren liegen auf einer einzigen, jetzt im Tübinger Museum befindlichen Platte von 8 m Länge und 5,3 m Breite 24 zu einem mäandrisch gewundenen Bündel gruppierte Stiele, deren Enden über 4 m lang frei liegen und weit ausgebreitete Kronen tragen. Zahlreiche Ammoniten und zwar Ammonites (Harpoceras) serpentinus Rein., Amm. (Coeloceras) communis Sow., Amm. (Harpoceras) lythensis Young sind zu Papierdünne zusammengedrückt, andere in kalkigen oder mergeligen Schichten sowie in Geoden vorkommende, so Ammonites (Harpoceras) bifrons Brug. (= Walcotti Sow.) (Fig. 420), Amm. (Phylloceras) heterophyllus (Fig. 421), pflegen ihre ursprüngliche Gestalt beibehalten zu haben. Neben ihnen zeichnen sich die leicht kenntlichen Ammonites (Lytoceras) jurensis Ziet., Belemnites digitalis Blainv. (Fig. 419) und Bel. acuarius Schloth. durch ihre Häufigkeit aus. Dahingegen muß der Mangel an sonst so überaus gewöhnlichen Terebrateln und Rhynchonellen auffallen.

Stufengliederung des oberen Lias:

Lias ζ. 13. Stufe des Ammonites (Lytoceras) jurensis.
Lias ε. 12. Stufe der Posidonomya Bronni.

Speziellere Gliederung des Lias in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland, im Elsaß und in Deutsch-Lothringen. Als erläuternde Beispiele der Gliederung des deutschen Lias mögen an dieser Stelle kurze Beschreibungen seiner Ausbildungsweise in Schwaben, im nord westlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen Platz finden. Mit ihr stimmt die Entwickelung des englischen Lias im wesentlichen überein.

Der Lias in **Schwaben** wird nach Quenstedt gegliedert wie folgt:

III. Oberer Lias.

Lias ζ.

Jurensismergel, durchschnittliche Mächtigkeit 4 m. Lichtgraue Kalkmergel mit grauen Mergelkalken.

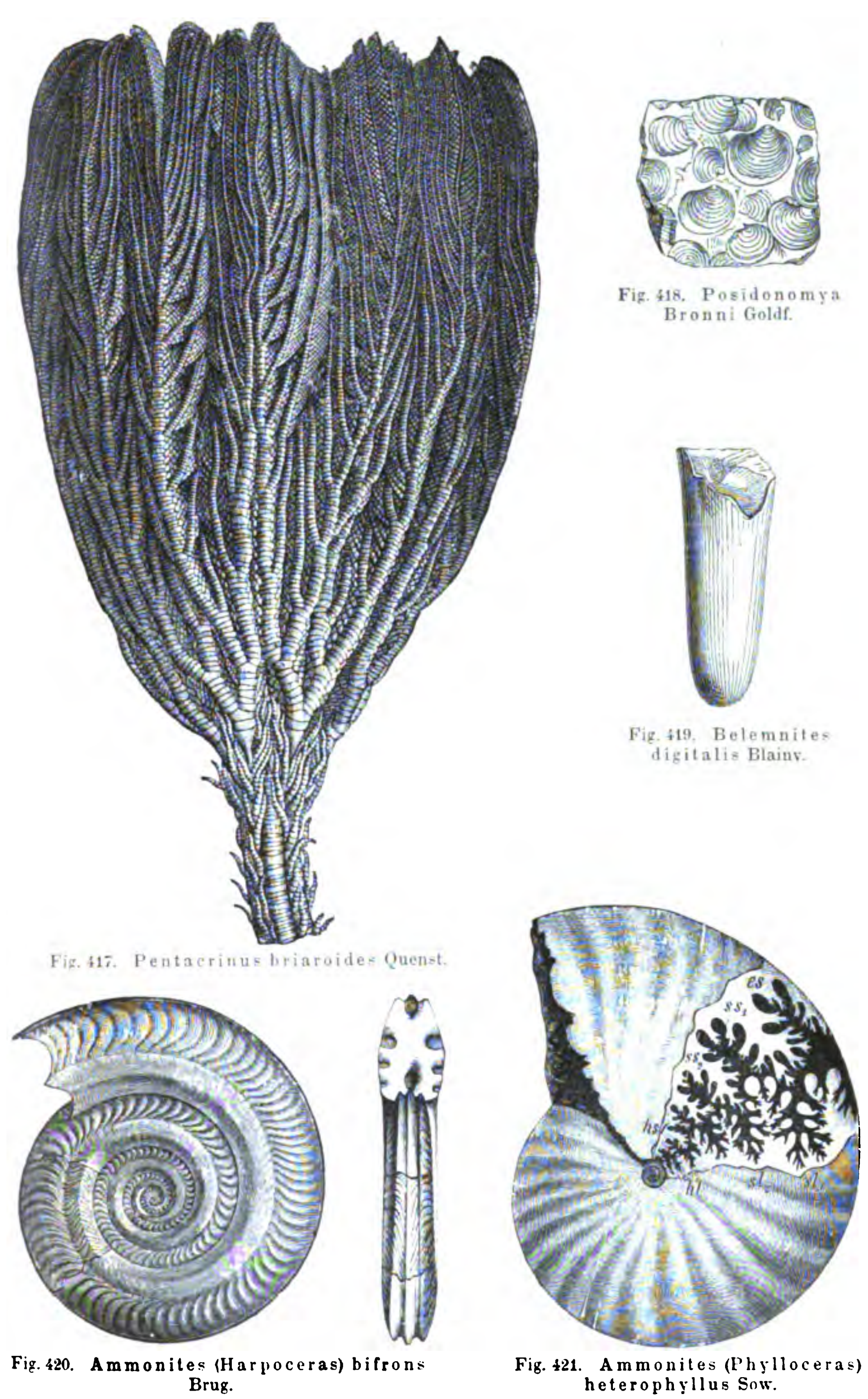


Fig. 418. Posidonomya Bronni Goldf.

Fig. 419. Belemnites digitalis Blainv.

Fig. 417. Pentacrinus briaroides Quenst.

Fig. 420. Ammonites (Harpoceras) bifrons Brug.

Fig. 421. Ammonites (Phylloceras) heterophyllus Sow.

Fig. 417—421. Leitfossilien des oberen Lias.

Zu oberst Zone des Amm. Aalensis mit Amm. Aalensis Ziet., Amm. hircinus Schl., Belem. brevirostris d'Orb., B. tricanaliculatus Qu., Thecocyathus tintinnabulum Gf., Cidaris jurensis Qu., Pentacrinus jurensis Qu. etc.

In der Mitte Zone des Amm. jurensis mit Amm. jurensis Ziet., Amm. serrodens Qu., Amm. discoides Ziet., Amm. insignis Ziet., Nautilus lineatus Ziet., Pleurotomaria jurensis Qu., Lima jurensis Qu., Inoceramus gryphoides Schl., Hinnites etc.

Zu unterst Zone des Amm. radians mit Amm. radians Schl., Amm. Thouarsensis d'Orb., Amm. bifrons Brug., Amm. insignis Ziet., Belem. digitalis Qu. etc.

Vielfach sind die Fossilien dieser Stufe mit Bryozoen und Serpulen besetzt.

Lias ε, durchschnittliche Mächtigkeit 10 m.

3. Contrariusschichten. Zu oberst Lager des Chondrites Bollensis Qu. Graue, selten dunkele, bituminöse Mergelschiefer und Mergel mit schwachen Mergelkalkbänken. Häufige Vorkommnisse sind: Pecten (Amusium) contrarius Buch, Posidonomya Bronni Gf., Inoceramus gryphoides Schl., Discina papyracea Schm., Amm. fibulatus Sow. (= Bollensis Ziet.), Amm. serpentinus Ziet., Amm. crassus Phil., Amm. bifrons Brug., Amm. discoides Ziet., Amm. insignis Ziet., Belem. digitalis Qu., B. tripartitus Schl., B. acuarius Qu. und Seetanglager.

2. Haupthorizont der Posidonomya Bronni (Posidonienschiefer). Zu oberst Lager der Pseudomonotis substriata.

   Bituminöse Schiefertone und Mergelschiefer mit Bänken von bituminösem Mergelkalk.

   Charakteristische Fossilien sind: Posidonomya Bronni Gf., Pseudomonotis substriata Münst., Inoceramus gryphoides Schl., Discina papyracea Schm., Amm. communis Sow., Amm. lythensis Young, Amm. fimbriatus Sow., Amm. heterophyllus Sow., Belem. acuarius Qu., Geoteuthis Bollensis Ziet., Beloteuthis Schübleri Qu., Pentacr. Briareus Park. und Pentacrinus subangularis Mill.

   Außerdem finden sich von Reptilien: Ichthyosaurus longirostris Jäg., Plesiosaurus Guilelmi imperatoris Dames, Plesiosaurus suevicus Qu. (selten), Pterodactylus Banthenensis Theod. (sehr selten) und Teleosaurus Bollensis Cuv., ferner von Fischen: Pleurolepis pholidotus Ag., Ptycholepis Bollensis Ag., Leptolepis Bronni Ag. etc. — Tange, lokal Treibhölzer.

1. Schichten mit Phymatoderma granulatum Schl. Zu unterst das Lager d. Cidaris crinifera. Blaugraue, mehr oder weniger bituminöse Mergelschiefer, welche lokal in Mergelkalke übergehen, mit Phymatoderma (Algacites) granulatum Schl., Plicatula spinosa Sow., Rhynch. amalthei Qu., Spiriferina villosa Qu., Ostracoden, Amm. communis Sow., Belem. paxillosus Schloth., Geoteuthis Bollensis Ziet., Cidaris crinifera Qu. und Ichthyosaurusresten.

II. Mittlerer Lias.

Lias δ.

Amaltheentone, 10 m mächtig, fette Tone, reich an Eisenkieskonkretionen und verkiesten Ammonites amaltheus Schloth., sowie viel Pentacr. basaltiformis Mill., Belemnites paxillosus Schloth., Belem. acuarius Qu., darüber mergelige Kalke mit Ammonites costatus Schloth., Rhynchonella quinqueplicata Ziet., Belem. paxillosus Schloth. Im oberen Niveau mit der Koninckinen-(Leptaenen-) schicht.

Lias γ, 15—20 m mächtig.

Spiriferenbank, harte Kalke mit Spiriferina verrucosa, rostfleckige Kalkmergel mit Rhynch. rimosa, Terebr. (Waldheimia) numismalis (Numismalenmergel), Pentacrinus basaltiformis, letztere eine Bank bildend, darüber dunkelgefleckte Kalkbänke voll Ammonites Davoei Sow. Außerdem mit Amm. Jamesoni Sow., Amm. fimbriatus Sow., Amm. ibex Qu., Amm. striatus Rein., Gryph. cymbium Lam., Turbo, Trochus, Pleurotomaria.

I. Unterer Lias, 30—35 m mächtig.

Lias β, 10 m mächtig.

Schwärzliche Tone und Schiefertone mit tiefgrauen, dichten Kalksteinen. Zu oberst Zone des Amm. raricostatus, in der Mitte Zone des Amm. oxynotus, zu unterst Zone des Amm. obtusus. Außerdem mit Amm. ziphus Ziet., Amm. planicosta Sow., Amm. globosus Ziet., Lima gigantea Sow., Gryph. obliqua Qu., Rhynch. Oxynoti Qu., Pentacr. scalaris Qu., Cid. minuta Wr., Ostracoden.

Lias α.

3. Arietenschichten (Bucklandischichten). Kalksteine, zum Teil feinkörnig, marmorartig, voll Gryphaea arcuata Lam., sowie viel arieten Ammoniten, so Amm. Bucklandi Sow., Amm. spiratissimus Qu., Amm. Conybeari Sow., zu oberst mit einer Pentacrinitenbank aus Gliedern von Pentacrinus tuberculatus Mill. bestehend. Zugleich zeigen sich die ersten Belemniten. Häufig und charakteristisch sind ferner Spiriferina Walcotti Sow. und Lima gigantea. Verknüpft mit der Pentacrinitenbank treten endlich Ölschiefer mit Krebsen, Fischen und Ichthyosaurus auf.
2. Angulatenschichten, Tone mit eingelagerten Kalkstein- und Sandsteinbänken, lokal weicher Bausandstein, Malmstein, bis 7 m mächtig, mit Cardinien-(Thalassiten-)Zonen und mit Ammonites angulatus Schloth. Darauf liegen 3—4 m tonige Sandplatten, mit der Turritellenplatte voll Turritella nucleata.
1. Psilonotenschichten (Planorbisschichten), beginnend mit einer 0,5 m mächtigen Bank bituminösen Kalksteines, darauf 1—2 m mächtige Tone und schließlich wieder Kalke von 4—5 m Mächtigkeit. Sehr reich an Ammonites psilonotus Quenst. (= A. planorbis Sow.).

Der Lias des **nordwestlichen Deutschlands** wird von K. v. Seebach in folgende 9 Stufen zerlegt:

III. Oberer Lias.

9. Schichten des Ammonites jurensis, graue Mergeltone mit Amm. jurensis, Amm. Aalensis, Amm. insignis, Amm. dispansus bei Fallersleben, Goslar, Hildesheim, Porta.
8. Posidonienschiefer, bituminöser Schieferton, 25 m mächtig, mit Amm. lythensis, Amm. borealis, Amm. communis, Inoc. amygdaloides, Avic. substriata, Discina papyracea, bei Hildesheim (Zwerglöcher), Fallersleben, Goslar, Salzhemmendorf, Herford. Am Nordrande des Harzes lassen sich*) innerhalb der Posidonienschiefer folgende Unterabteilungen erkennen:
   c) Dörntener Schiefer mit Kalkbänken, diese mit Amm. striatulus, Amm. illustris und Amm. navis.

*) A. Denckmann. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1892. S. 98 u. 1893. S. 109.

b) Bituminöse Schiefer mit Amm. communis, Amm. bifrons und Avicula substriata.

a) Bituminöse Schiefer mit Kalkbänken und Geoden, diese zu oberst mit Amm. capellinus und Amm. serpentinus, — weiter unten mit Amm. borealis und Amm. elegans, zu unterst mit Amm. Schröderi.

II. Mittlerer Lias.

7. Amaltheentone mit Amm. amaltheus, Amm. spinatus, Belem. compressus. Gresslya ventricosa, Inoceramus substriatus, bei Helmstedt, Schöppenstedt, Osterfeld, Haverlahwiese, Gandersheim, Northeim, Eisenach, Rennberg bei Gotha, Rheine.

6. Schichten des Ammonites capricornus, hellfarbige Mergel und Kalkbänke mit Amm. capricornus, Avicula cygnipes, Amm. curvicornis, bei Walbeck, Schöppenstedt, Goslar, Göttingen.

5. Schichten des Ammonites brevispina, dunkle Tone oder oolithische eisenreiche Mergel mit Amm. brevispina, Amm. binotatus, Amm. Jamesoni, Rhynch. furcillata, Ter. numismalis, Spir. rostratus, bei Herford und Salzgitter als Tone, bei Markoldendorf und Schöppenstedt als Eisenoolithe.

I. Unterer Lias.

4. Schichten mit Ammonites planicosta, Tone mit Amm. planicosta, Amm. ziphus bei Falkenhagen, Herford, Lühnde, Goslar, Harzburg.

3. Arietenschichten, blaugraue Tone mit Ammonites Bucklandi, Ammonites Conybeari, Lima gigantea, Gryphaea arcuata, bei Wellersen, Helmstedt, Neustadt bei Harzburg, Eisenach.

2. Angulatenschichten, dunkle Schiefertone mit Ammonites angulatus, Unicardium cardioides, bei Helmstedt, Seinstedt, Halberstadt, Quedlinburg. Neuenheerse.

1. Psilonotenschichten, dunkle Schiefertone mit Sandsteinplatten mit Amm. planorbis, Amm. Johnstoni, bei Harzburg, Salzgitter, Ammelsen, Hildesheim.

Der Lias des **Elsaß** und **Deutsch-Lothringens**, sowie **Luxemburgs** gliedert sich wie folgt*):

III. Oberer Lias.

Lias ζ, 10—15 m.

2. In Lothringen Mergel mit Ammonites crassus.

1. Mergel mit Ammonites jurensis, striatulus und fallaciosus (Jurensismergel). In Lothringen Schiefer mit Amm. bifrons.

Lias ε, 2—4 m.

1. Posidonienschiefer mit Posid. Bronni und Stinkkalkkonkretionen mit Monotis substriata.

---

*) E. W. Benecke, Geologie von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1878. — Ders., Geologischer Führer durch das Elsaß. Berlin 1900. S. 31. — Ders., Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. N. F. Heft 1. Straßburg 1898. — Ders., Mitt. d. geol. La. Straßburg, Bd. V. 1901. S. 139. — G. Steinmann, Geologischer Führer der Umgegend von Metz. Metz 1882. S. 13 u. 25. — Ders., Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Deutsch-Lothringen. Straßburg 1887. — L. v. Werveke, desgl. von Luxemburg. Straßburg 1887. — Ders., Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers. Straßburg 1901. — W. Janensch. Die Jurensisschichten des Elsaß. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Heft V. Straßburg 1902.

II. Mittlerer Lias.

Lias δ, 70—80 m.

2. Mergel und Kalke mit Amm. spinatus (= costatus) (Costatuskalke).
1. Blättermergel mit Bel. paxillosus und Amm. margaritatus, und Ovoidenmergel, Tone mit eisenhaltigen Kalkkonkretionen (= Ovoiden).

Lias γ, bräunliche oder bläuliche fleckige Kalke, 2—3 m.

2. Ockerkalk mit Ammonites Davoei (Davoeikalk) und Bel. clavatus.
1. Mergel mit Terebratula numismalis (Numismalenmergel).

I. Unterer Lias.

Lias β, Tonige Kalke. 15—20 m. Im Elsaß mit Amm. raricostatus.

Lias α, 40 m.

5. Dunkle, fossilarme Tone mit Amm. planicosta und Amm. oxynotus.
4. Mergel und Kalke mit Belemnites acutus und Pentacrinus tuberculatus, zu oberst Mergel mit Phosphoritknollen.
3. Kalke und Mergel mit Ammonites rotiformis, Amm. Bucklandi und der Gryphaea arcuata (Gryphitenkalk).
2. Kalke mit Ammonites angulatus, 2 und 3 nach Norden zu vertreten durch den Luxemburger (Hettinger) Sandstein.
1. Kalke mit Ammonites planorbis, Amm. Johnstoni, Lima gigantea.

Lias der Alpen. Der Lias erscheint in den Alpen in 4 verschiedenen Fazies, die sich wechselweise bald zum Teil, bald gänzlich vertreten:

1. Adnether Schichten (rote Ammonitenkalke), rötliche, wohlgeschichtete Kalksteine mit einer außerordentlich reichen Ammonitenfauna (namentlich Arietites und Harpoceras, sowie Phylloceras und Lytoceras), welche den gesamten Lias repräsentieren und konkordant den Kößener Schichten der nordöstlichen und lombardischen Alpen auflagern. An ihrer Basis lokal die gelblich gefärbten Enzesfelder Schichten.
2. Hierlatz-Schichten, dickbankige Kalksteine, marmorartig weiß und rot geflammt, z. T. Brachiopoden- oder Crinoidenkalke. Brachiopoden, Gastropoden und Pelecypoden walten vor (Salzburg, österreichische Voralpen). Repräsentanten des unteren und mittleren Lias. In den Südalpen (St. Cassian) mit der mittelliasischen »Zone der Terebratula Aspasia« (Neumayr).
3. Fleckenmergel (Allgäu-Schichten), graue Mergelschiefer mit vorwaltenden Ammoniten, welche bald den ganzen Lias, bald nur einzelne Stufen und zwar die schwäbische Fazies desselben repräsentieren, aber ganz oder teilweise durch ihre Kalkfazies, die Hierlatz- und Adnether Kalke vertreten werden können (bayerische Alpen, tiroler Alpen, österreichische Voralpen).
4. Grestener Schichten, Sandsteine, Mergel und Schiefertone mit Steinkohlenflötzen und Landpflanzen. Sonst walten Brachiopoden und Pelecypoden vor (österreichische Voralpen).
5. Kalksteine von Rotzo, graue, mergelige Kalke, Oolithe, Dolomite und Schiefertone mit einer artenreichen Flora von Cycadeen, Coniferen und Farnen, ferner mit Harpoceras radians, Terebratula Rotzoana u. a. In Südtirol und den lombardischen Alpen.

2. Der Dogger oder braune Jura.

Der petrographische Charakter des Dogger ist zwar ein außerordentlich mannigfaltiger und wechselnder, doch spielen Sandsteine, Tone, Mergel und Kalksteine die wesentlichste Rolle bei der Zusammensetzung seiner durchschnittlich 400 m mächtigen Schichtenreihe. Die Sandsteine sind meist feinkörnig und weich, besitzen hell- bis dunkelbraune Farben, eröffnen sehr häufig die Doggerformation und bilden oftmals die ganze untere Hälfte derselben fast ausschließlich. Andere Stufen des braunen Jura bestehen aus zähen, fetten Tonen, Mergeln und Schiefertonen von grauer bis schwarzer Farbe. Wie in einigen Ländern Sandsteine und Tone, so erscheinen in anderen Verbreitungsgebieten des Dogger bald oolithische, bald dichte reine oder tonige, weiße oder dunkelfarbige Kalksteine als dessen vorwaltendes Material. Namentlich bilden Oolithe mächtige Ablagerungen, welche sich vom mittleren England aus durch Frankreich bis in die Schweiz verfolgen lassen. Recht charakteristische und häufige Erscheinungen sind in der Schichtenreihe des braunen Jura durch Eisenoxydhydrat braun gefärbte Kalkoolithe, die sogenannten Eisenoolithe. Sie dürfen nicht verwechselt werden mit den oolithischen Eisenerzen, welche sich in der ganzen Doggerformation so konstant wiederholen, daß sie einen hervorstechenden Charakterzug derselben bilden. Sie stellen sich in zum Teil sehr bedeutender Mächtigkeit als Nester und Lager zwischen Tonen und Schiefertonen ein und sind dann das Objekt manches ausgedehnten Bergbaues geworden. In dem braunen Jurasandstein Württembergs kennt man bei Aalen fünf Flötze, deren unterstes und zugleich bedeutendstes 2,3 m mächtig ist. Eine viel größere Wichtigkeit erreichen dieselben als sog. Minette im unteren Dogger (Opalinus-Horizont) Lothringens und Luxemburgs. Auch bauwürdige Lager, noch häufiger aber lagenweise aneinander gereihte Nieren von Toneisenstein umfaßt der braune Jura. So treten in Oberschlesien 3—6 Eisensteinflötze in einer etwas über 30 m mächtigen Schichtenreihe von dunkelen Tonen (Zone des Amm. Parkinsoni) auf und verbreiten sich über einen Raum von mehreren Quadratmeilen. In größerer Häufigkeit finden sich (so im nordwestlichen Deutschland) Geoden, aus mehr oder weniger eisenreichem, tonigem Kalksteine bestehend, in Schnüren zwischen den Schiefertonen des Dogger. Sehr gewöhnlich ist auch das Vorkommen von Eisenkies, welcher vorzüglich in dieser Formationsgruppe das Versteinerungsmittel der Ammoniten und anderer organischer Reste bildet und auf diese Weise, sowie in knolligen Konkretionen manche Schichten des Dogger anreichert.

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie der Lias, so ist auch der Dogger eine Meeresbildung und deshalb im allgemeinen sehr arm an vegetabilischen Resten. In Deutschland kennt man außer Fucoiden,

welche auf den Schichtungsflächen des unteren braunen Jura (z. B. in Württemberg) ausgebreitet liegen, nur vereinzelte Coniferenhölzer, die sich mitten in marinen Gebilden finden, also nur eingeschwemmt sein können, ferner in den feuerfesten Tonen des unteren Dogger von Oberschlesien die Reste einiger Farnwedel (z. B. Asplenites Roesserti Schenk) und des Equisetum Lehmannianum Göpp. In England hingegen, und zwar in Yorkshire und Schottland, tritt im mittleren braunen Jura eine vollständige kleine Kohlenformation von Sandsteinen mit vielen Pflanzenresten, Schiefertonen und einigen Kohlenflötzen auf. Hier muß sich also während der Doggerzeit ein flaches, sumpfiges Festland ausgedehnt haben, auf welchem Farne, Equiseten und Cycadeen wucherten, deren Reste uns erhalten blieben. Dieselben gehören der Mehrzahl nach den Geschlechtern Neuropteris, Sphenopteris, Hymenophyllites, Taeniopteris und Pecopteris, sowie Zamites, Otozamites, Podozamites, Ctenis, Pterophyllum und einigen anderen Cycadeen an, deren Mannigfaltigkeit sich im Vergleiche mit früheren Perioden außerordentlich gesteigert hat. Eine ganz ähnliche Flora erzeugte damals Japan, Ostsibirien und das Amurland, sowie Spitzbergen und das Franz-Josefs-Land.

An Resten von Meerestieren sind gewisse Schichten des Dogger so reich wie die des Lias. Foraminiferen und Schwämme sind schwach vertreten, ebenso die Korallen, obwohl diese schon zahlreicher werden, als im unteren Jura, hier und da (in Schwaben, Lothringen) bereits Korallenbänke bilden und so auf die große Entwickelung, welche sie im oberen Jura erlangen sollen, vorbereiten. Unter den Echinodermen tritt die Gattung Pentracrinus in den Hintergrund, statt welcher, wenigstens in England, Apiocrinus erscheint, während sich zugleich die Echiniden (z. B. Echinobrissus, Pyrina, Clypeus, Holectypus, Collyrites, Dysaster, Cidaris) mehren. Die Brachiopoden sind im unteren Dogger schwach, im oberen sehr stark vertreten durch zahlreiche Arten von Rhynchonella und Terebratula, während die Gattung Spiriferina mit dem Lias ausstirbt. Von Zweischalern gewinnen die eigentlichen Ostreen, welche jetzt zum ersten Male ganze Bänke bilden, eine sehr große Mannigfaltigkeit und Verbreitung. Einen eigentümlichen Charakter aber erhält die Fauna des Dogger durch die formen- und individuenreiche Entwickelung des Geschlechts Trigonia. Unter den Gastropoden sind vor allem die Geschlechter Pleurotomaria, Turbo, Cerithium hervorzuheben. Die Ammoniten und Belemniten setzen im Dogger ebenso mannigfaltig fort wie im Lias und besitzen die nämliche Wichtigkeit für die Gliederung jener wie dieser Formation. Unter den Ammoniten sind ähnlich wie im Lias namentlich die Gattungen Harpoceras, Oppelia, Stephanoceras, Macrocephalites, Parkinsonia, Perisphinctes, Amaltheus, Phylloceras und Lytoceras sowie die neu erscheinenden Genera Haploceras und Cosmoceras vertreten. Fische finden sich weniger häufig

in vollständig erhaltenen Exemplaren, doch weisen große glänzende Schuppen, Zähne und Flossenstacheln auf die damalige Häufigkeit von Ganoiden und Haien hin. Die Saurier, namentlich Ichthyosaurus und Plesiosaurus, werden seltener, — es kommen nur noch vereinzelte Skeletteile, vorzüglich Wirbel vor. Eine der bedeutungsvollsten Erscheinungen während der Doggerperiode, auf die uns übrigens der Fund obertriadischer Beuteltierkiefer (S. 542) vorbereitete, ist das Auftreten kleiner Säugetiere und zwar insektenfressender Beuteltiere (Amphilestes, Amphitherium und Phascolotherium, Fig. 422 und 423),



Fig. 422. Amphitherium Prevosti Cuv.



Fig. 423. Phascolotherium Bucklandi Broderip.

deren Unterkiefer in dem Kalkschiefer von Stonesfield in England vorkommen.

Allgemeine Gliederung des Dogger. Wie der Lias zerfällt auch der Dogger in drei Unterabteilungen, welche sich wiederum in verschiedene Stufen gliedern.

a. Unterer Dogger. Diese Schichtengruppe beginnt in Deutschland mit dunkelfarbigen, milden Schieferletten, welche braune Toneisensteingeoden und als Hauptleitfossilien Ammonites (Harpoceras) opalinus Rein. (Fig. 427), Amm. (Lytoceras) torulosus Ziet., Trigonia navis Lam. (Fig. 428), Nucula Hammeri Defr. (Fig. 424), Astarte Voltzi Hön. (Fig. 426) umschließen, deren zum großen Teile schneeweiße Schalen sich grell aus den dunkelen Tonen hervorheben. Auf sie folgen in Schwaben gelbe und braune Sandsteine, denen die oben erwähnten Eisensteinflötze von Aalen untergeordnet sind. Für sie bezeichnend ist das Vorkommen von Amm. Murchisonae, sowie der in unzähliger Menge auftretende Pect. personatus Ziet. (Fig. 425). Im nordwestlichen Deutschland treten für die an Amm. Murchisonae reichen eisenschüssigen Sandsteine glimmerhaltige Schiefertone mit Inoceramus polyplocus F. Römer (Fig. 429) ein. Derselbe Zweischaler ist auch für die entsprechende Schichtengruppe Oberschlesiens charakteristisch.

Stufengliederung des unteren Dogger (von unten nach oben zu lesen):

Dogger β. 2. Stufe des Ammonites (Harpoceras) Murchisonae.
α. 1. Stufe des Ammonites (Harpoceras) opalinus und der Trigonia navis.

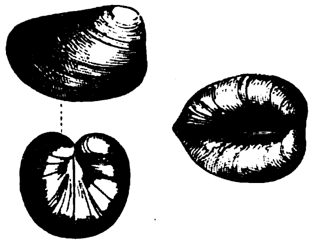


Fig. 424. Nucula Hammeri Defr.

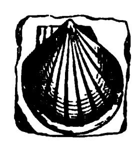


Fig. 425. Pecten personatus Ziet.

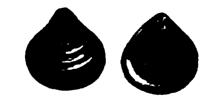


Fig. 426. Astarte Voltzi Hön.



Fig. 427. Ammonites (Harpoceras) opalinus Rein.



Fig. 428. Trigonia navis Lam.



Fig. 429. Inoceramus polyplocus F. Römer.

Leitfossilien des unteren Dogger.

b. Der mittlere Dogger. In Süddeutschland, Frankreich und England wesentlich ein Kalksteinkomplex von teilweise oolithischer Beschaffenheit (so im Schweizer Jura), wenn auch zwischengelagerte dunkele Tone nicht ausgeschlossen sind, in Norddeutschland aber werden die Kalke durch dunkelgraue Tone mit Toneisensteingeoden vertreten. Die wichtigsten organischen Reste, welche diese Unterabteilung des Dogger in allen ihren Verbreitungsgebieten charakterisieren, sind Ammonites (Stephanoceras) Humphriesianus Sow. (Fig. 430), Amm. (Harpoceras) Sowerbyi, Belemnites giganteus Schloth. (Fig. 432), Ostrea Marshi Sow. (Fig. 431), Pholadomya Murchisoni Sow.

Stufengliederung des mittleren Dogger:

Dogger δ. 6. Stufe des Ammonites (Stephanoceras) Blagdeni.
5. Stufe des Ammonites (Stephanoceras) Humphriesianus.

Dogger γ. 4. Stufe des Ammonites (Sphaeroceras) Sauzei.
3. Stufe des Ammonites (Sonninia) Sowerbyi.

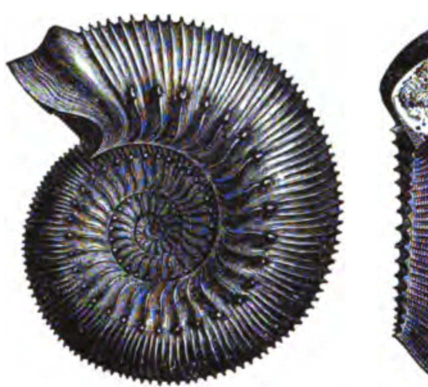



Fig. 430. Ammonites (Stephanoceras) Humphriesianus Sow.

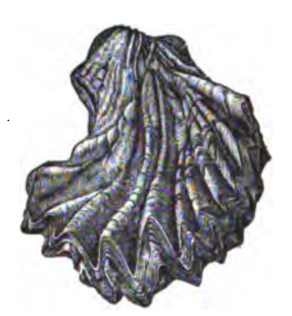


Fig. 431. Ostrea Marshi Sow. (= Ostrea cristagalli Schloth.)



Fig. 432. Bel. giganteus Schloth.

Leitfossilien des mittleren Dogger.

c. Der obere Dogger besteht in Deutschland wiederum vorwaltend aus tonigen Gesteinen, zwischen denen sich einzelne Bänke von Eisenoolith einstellen. Von diesen gewinnen zwei besondere Wichtigkeit als Orientierungsmittel in der Schichtenreihe des Dogger: der Eisenkalk des Cornbrash voll Pseudomonotis echinata und die grobkörnigen Eisenoolithe

mit Ammonites (Macrocephalites) macrocephalus. Die gewöhnlichsten und verbreitetsten Tierreste des oberen Dogger sind Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni Sow. (Fig. 435, im unteren Niveau), Amm. (Macrocephalites)

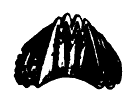


Fig. 433. Rhynchonella varians Schloth.

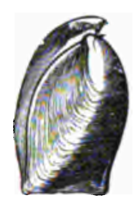


Fig. 434. Terebratula (Waldheimia) digona Sow.

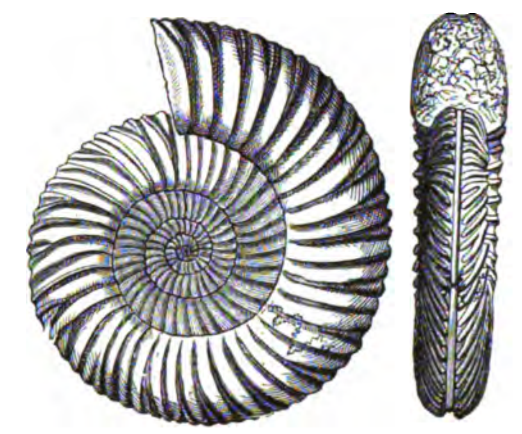


Fig. 435. Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni Sow.

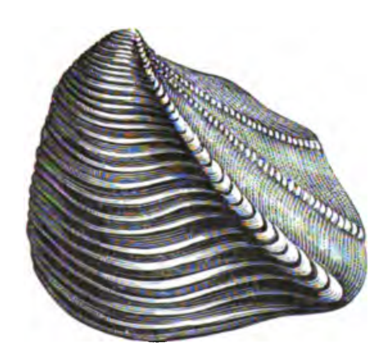


Fig. 436. Trigonia costata Park.



Fig. 437. Ammonites (Macrocephalites) macrocephalus Schloth.



Fig. 438. Ammonites (Cosmoceras) ornatus Schloth.

Leitfossilien des oberen Dogger.

macrocephalus Schloth. (Fig. 437), Amm. (Cosmoceras) ornatus Schloth. (Fig. 438) (beide im oberen Niveau), Belemnites subhastatus Ziet., Bel. canaliculatus Schloth., Trigonia costata Park. (interlaevigata Quenst.) (Fig. 436), Pseudomonotis echinata Sow., Rhynchonella varians Schloth. (Fig. 433), Terebratula (Waldheimia) digona (Fig. 434).

Im oberen Dogger (Great oolite) Englands (s. S. 593) treten kalkige Schiefer auf (Stonesfield Slates), welche durch ihre Wirbeltierreste berühmt geworden sind: außer zahlreichen Skeletteilen von Reptilien, z. B. von

Ichthyosaurus, Teleosaurus, Pterodactylus, finden sich dort die oben erwähnten Beuteltierunterkiefer; neben ihnen Cycadeen und Farnwedel. Von ersteren sind Pterophyllum Preslianum Göpp. (Fig. 439) und Pterophyllum comptum Göpp. die häufigsten.



Fig. 439. Pterophyllum Preslianum Göpp.

Stufengliederung des oberen Dogger:

Dogger ζ. 11. Stufe des Ammonites (Peltoceras) athleta.
10. Stufe des Ammonites (Cosmoceras) Jason.

Dogger ε. 9. Stufe des Ammonites (Macrocephalites) macrocephalus.
8. Stufe des Ammonites (Oppelia) aspidoides und der Rhynch. varians.
7. Stufe des Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni.

Spezielle Gliederung des Dogger in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und im Elsaß.

In **Schwaben** gliedert sich der braune Jura nach Quenstedt wie folgt:

III. Oberer brauner Jura, 7—30 m mächtig.

Brauner Jura ζ.

2. Lamberti-Tone, schwarze, glaukonitische Mergel mit Amm. Lamberti Sow.
1. Ornatentone, dunkele Tone mit Amm. refractus Rein., Amm. Jason Rein. und Amm. ornatus Schloth., Bel. semihastatus Blainv.

Brauner Jura ε.

5. Macrocephalen-Stufe. Oolithe mit Amm. macrocephalus Schloth., Terebr. (Waldheimia) lagenalis Schloth., Rhynch. varians Schloth., Trigon. costata Park., Trigon. interlaevigata Quenst., Leda lacryma Sow.
4. Tone mit Rhynchonella varians und Amm. Württembergicus.
3. Dentalienton.
2. Parkinsoni-Stufe. Oolithe und Tone mit Amm. Parkinsoni Sow., ein höchst konstanter Horizont.
1. Dunkele, schwefelkiesreiche Tone mit verkiesten »Hamiten« (Ancyloceren), Posidonienbruchstücken, ferner mit Trig. clavellata Ziet., Ostr. Knorri Ziet.

II. Mittlerer brauner Jura.

Brauner Jura δ. Humphriesianus-Stufe.

4. Bifurcatenschicht, Eisenoolith mit Amm. Humphriesianus Sow., Amm. Braikenridgi Sow., Amm. bifurcatus Schloth., »Hamites« bifurcatus Quenst., Rhynch. acuticosta Ziet., Bel. giganteus Schloth., Bel. canaliculatus Schloth.
3. Knollenbänke mit Pseudomonotis Münsteri, Cerithium muricatum u. a.

2. **Ostreenkalke** mit Ostrea Marshi und eduliformis Schloth., 6 m mächtig, außerdem mit Trigonia costata Park., Pect. tuberculosus Goldf., Pholadomya Murchisoni Sow., Pleurotomaria ornata Ziet., Amm. Humphriesianus Sow., Amm. Blagdeni Sow.
1. **Giganteus-Tone** mit Bel. giganteus Schloth., 6 m mächtig.

Brauner Jura γ. Sauzei- und Sowerbyi-Stufe.
Harte blaue Kalke, 3,3 m mächtig. Zu unterst die Schicht des Amm. Sowerbyi Mill. und die Korallenschicht mit Isastraeen, Lithodendren und Montlivaultia, beide mit Pect. demissus Goldf., Rhabdocidaris maxima Goldf., zu oberst braunrote Eisenoolithe mit Trümmern von Austern und Belemniten.

I. **Unterer brauner Jura**, bis 150 m mächtig.

Brauner Jura β, Murchisonae-Stufe, namentlich durch seine gelben Sandsteine und roten oolithischen Eisenerze charakterisiert. An der Basis des Sandsteinkomplexes liegen die sogenannten Zopfplatten, dünne Sandsteinplatten mit Wellenfurchen und zopfartigen Wülsten. Diese Abteilung des braunen Jura β, welcher auch die Eisensteinablagerungen von Aalen angehören, führt: Amm. Murchisonae Sow., Amm. Staufensis Opp., Nautilus lineatus Sow., Trigon. costata Park., Trigon. striata Phil., Pecten personatus Goldf., Nucul. Hammeri Defr. Als Grenzregion nach der nächst höheren Abteilung zu tritt der Pectinitenkalk mit vielen Pectenarten und Amm. Sowerbyi auf.

Brauner Jura α, dunkelgraue Schieferletten, reich an Conchylien, diese mit weißer Schale. Besonders charakteristische Horizonte sind in dieser 100 m mächtigen Schichtenreihe:

3. Opalinus-Stufe. Tone mit Trig. navis Lam. und Kalkknollen, angefüllt von Amm. opalinus Rein. (Oberregion.)
2. Die Astartenbank, voll Astarte opalina Quenst., direkt darunter die Lucinenbank, voll Lucina plana Ziet., und höher hinauf die Pentacrinitenplatte voll Pent. pentagonalis. (Mittelregion.)
1. Die Torulosus-Schichten, 10—15 m, an der Basis des braunen Jura, dunkele, weiche Tone voll weißschaliger Conchylien, so Amm. torulosus Ziet., Amm. opalinus Rein., Posid. opalina Quenst., Trig. pulchella Ag., Nucula Hammeri Defr., Astarte Voltzi Hön., Cerith. armatum Goldf. (Unterregion.)

Im **nordwestlichen Deutschland** zerfällt der Dogger nach v. Seebach in folgende Unterabteilungen:

III. **Oberer Dogger.**

7. Kelloway; von manchen Geologen, so auch von K. v. Seebach, zum oberen Jura gerechnet, dessen Schichten im nordwestlichen Deutschland, z. B. am Lindener Berg, jenem vollkommen regelmäßig auflagern.
   b) Ornatentone, dunkele Schiefertone mit Amm. ornatus, Amm. Lamberti, Amm. Jason, Nucula pollux, bei Hersum, am Osterfeld, Tönnjesberg bei Hannover, Bredenbeck, Mehler Dreisch, Porta. = Quenstedt's ζ.
   a) Macrocephalenschichten, entweder eisenschüssiger Sandstein und Eisenoolith oder hellgraue Tone mit Amm. macrocephalus, Amm. Gowerianus, Pholadomya Murchisoni, Pleuromya donacina, auf dem Osterfeld, bei Goslar, auf dem Mehler Dreisch, in der Weserkette.
6. Eisenkalke des Cornbrash, eisenschüssige sandige Kalkbänke, etwa 36 m mächtig, mit Avicula (Pseudomonotis) echinata, Amm. posterus, Bel. hastatus bei Wettbergen, in der Weserkette.

5. Schichten der Ostrea Knorri, glimmerreiche sandige und kalkige Tone mit Ostrea Knorri, Astarte pulla, Trigonia interlaevigata, Amm. ferrugineus; etwa 30 m mächtig, bei Goslar, Mehler Dreisch, bei Marienhagen, Gerzen, Brunkensen an der Hilsmulde.

4. Schichten des Ammonites Parkinsoni, glimmerig-sandige Schiefertone mit viel Sphärosiderit-Nieren, etwa 30 m mächtig, fast nur mit Amm. Parkinsoni, bei Hildesheim, Deinsen, Mehler Dreisch am Osterwalde. 4, 5, 6, 7 = ε.

II. **Mittlerer Dogger.**

3. Coronatenschichten, zu unterst blaugraue, darüber hellgraue Tone mit Bel. giganteus, Amm. Braikenridgi, Amm. Gervilli, Amm. Sauzei, Amm. Humphriesianus, Gresslya abducta, bei Fallersleben, bei Hildesheim, Pottholtensen, Dohnsen. = γ und δ.

I. **Unterer Dogger.**

2. Schichten des Inoceramus polyplocus, Schiefertone mit Inoceramus polyplocus, Gresslya donaciformis, Pholadomya transversa, Amm. Murchisonae bei Kl.-Schöppenstedt, Ocker, Dohnsen, Hildesheim. = β.

1. Schichten des Ammonites opalinus, graublaue Tone und dunkelgrauer dichter Kalk mit Nucula Hammeri, Trig. navis, Amm. opalinus, Amm. radiosus, Amm. affinis, bei Holm (Halberstadt), Wrisbergholzen, Greene, Wenzen. = α.

Im **Elsaß** gliedert sich nach E. W. Benecke*) der Dogger wie folgt:

III. **Oberer Dogger,** gegen 80 m mächtig.

5. Dunkle Mergel mit Amm. athleta.
4. Eisenoolithe von Amm. macrocephalus.
3. Blaue Mergel von Buchsweiler mit Amm. subcontractus und Ostrea Knorri.
2. Mergel und Oolithe von Imbsheim mit Rhynchonella varians, Amm. aspidoides, Terebratula (Zeilleria) ornithocephala.
1. Hauptoolith, 50 m mächtig, mit Amm. Parkinsoni, Pseudomonotis echinata, Macrodon hirsonensis. Zu unterst reich an Ostrea acuminata.

II. **Mittlerer Dogger,** gegen 150 m mächtig.

3. Mergel und Kalke mit Amm. Blagdeni, Belemnites giganteus, Bel. canaliculatus, Trigonia costata, Pholadomya Murchisoni.
2. Blaue Kalke und eisenoolithische Kalke mit Amm. Humphriesianus, Amm. Sauzei, Pecten disciformis, Ostrea flabelloides.
1. Mergel und Kalke mit Amm. Sowerbyi, Perna crassitesta, Gryphaea sublobata.

I. **Unterer Dogger.**

3. Eisenschüssige Sandsteine mit Amm. Murchisonae, Pecten pumilus.
2. Tone und Mergel mit Amm. opalinus und Trigonia navis, ferner Belemnites digitalis und conoideus, selten mit Amm. torulosus.
1. Tone und Mergel mit Astarte Voltzi und Turbo subduplicatus, Cerithium armatum, Trigonia pulchella, Nucula Hammeri, Astarte Voltzi.

Der Dogger Englands und Frankreichs. Die auf den Lias folgenden jurassischen Ablagerungen Englands zeichnen sich durch die sehr

*) Nach dessen Zusammenstellung in seinem »Führer durch das Elsaß«. Berlin 1900. S. 35. — Vergl. auch L. van Werveke, Gliederung des reichsländischen Lias und Dogger. Mitt. d. geol. La. Straßburg 1901. Bd. V. S. 165.

beträchtliche Entwickelung von Oolithen aus, so daß man sie unter dem Namen »Oolites« zusammengefaßt hat. Die untere, unserem Dogger entsprechende Abteilung desselben wird als Inferior, Lower oder Bath Oolites, der obere Jura als Middle Oolites und Upper oder Portland Oolites bezeichnet. In den Lower Oolites (Dogger) werden von oben nach unten folgende Stufen unterschieden:

4. Kelloway = ζ,
3. Great Oolite = ε,
   c) Cornbrash,
   b) Bradfordclay und Forrest Marble,
   a) Great or Bath Oolite, mit den Stonesfield Slates (s. S. 589),
2. Fullers Earth und Zone des Amm. Parkinsoni,
1. Inferior Oolite,
   Zone des Amm. Humphriesianus = δ,
   Zone des Amm. Sowerbyi = γ,
   Zone des Amm. Murchisonae = β,
   Zone des Amm. opalinus = α.

In Frankreich werden die unserem Dogger und den englischen Lower Oolites entsprechenden Schichtenkomplexe von oben nach unten wie folgt benannt:

3. Callovien (= oberes ε bis ζ Quenst., S. 590, Stufe 9 bis 11).
2. Bathonien (= unteres ε, S. 590, Stufe 7 und 8).
1. Bajocien (= α, β, γ, δ Quenst., S. 590; Stufe 1 bis 6, S. 586 und 588).
   Auch auf den deutschen Dogger sind diese Namen seiner Unterabteilungen übertragen worden.

Der Dogger der Alpen. Der Dogger bildet in den Alpen lappenartige vereinzelte Vorkommnisse, welche z. T. sehr arm an organischen Resten sind, z. T. verschiedenartige, aber gleichalterige Fazies repräsentieren, so daß eine Trennung des Doggers vom Malm dort nicht überall möglich ist. Letzteres ist z. B. bei den weitverbreiteten Aptychenschichten (mergeligen, kalkigen oder schieferigen Komplexen, die fast nur Aptychen führen) der Fall, welche den gesamten postliasischen Jura in sich begreifen. Dahingegen vertreten in den Südalpen die Oolithe mit Harpoceras opalinum und Murchisonae den unteren Dogger, — die Macrocephalenschichten des Salzkammergutes, die weißen Brachiopodenkalke von Vils in Nordtirol mit Terebr. pala und antiplecta und die Klaus-Schichten der Nordalpen nach Neumayr und Zittel, sowie die Posidonomyengesteine der Südalpen nach Benecke den oberen Dogger. Auf letztere folgt lokal direkt die als Leithorizont so wichtige Stufe des Aspidoceras acanthicum (Ammonitico rosso), welche dem Kimmeridge angehört.

Der weiße oder obere Jura (Malm).

Petrographischer Charakter. Zwischen dem Lias und Dogger einerseits und dem oberen Jura anderseits gibt sich im großen Ganzen eine

auffallende petrographische Verschiedenheit zu erkennen. Die im allgemeinen bis dahin dunkele Gesteinsfarbe wird weiß oder licht gelblichweiß, Sandsteine und Tone treten zurück, hellfarbige Kalksteine und Kalkmergel und neben ihnen Dolomite spielen die Hauptrolle. Als das wichtigste Schichtenmaterial des in Deutschland über 300 m mächtigen weißen Jura müssen die meist weißen, nur ausnahmsweise dunkel gefärbten Kalksteine angesehen werden, welche in den mannigfaltigsten Varietäten erscheinen. Bald sind sie oolithisch, bald dicht, bald dickschichtig, bald schieferig, hier sind sie fast vollkommen versteinerungsarm, dort stellenweise ganz angefüllt von organischen Resten. Namentlich sind es Spongien und Korallen, welche das Material mancher Schichtenkomplexe fast ausschließlich geliefert haben, die danach Spongiten- und Korallenkalksteine genannt werden. Eine sowohl durch ihre technische Nutzbarkeit, wie durch ihren Reichtum an eigenartigen organischen Resten und deren außergewöhnlich guten Erhaltungszustand berühmte Varietät der plattenförmigen dichten Kalksteine sind die Solnhofener »lithographischen Schiefer«, welche in der Grafschaft Pappenheim in Bayern gebrochen werden. In gewissen Verbreitungsgebieten des weißen Jura erscheinen bedeutende Ablagerungen von Dolomit, welche sich durch ihre verhältnismäßige Armut an organischen Resten, durch ihre krystallinische, poröse und cavernöse Struktur, durch ihre meist schroffen Abstürze, ihre oft abenteuerlichen, ruinenähnlichen Felsformen, durch ihre Spalten- und Höhlenbildungen von den benachbarten Kalksteinen unterscheiden. Statt der reinen Kalksteine und Dolomite treten besonders in den höheren Etagen des weißen Jura sehr gewöhnlich stark tonige Kalksteine und Kalkmergel auf, welche dann oftmals mit wirklichen Tonbänken wechsellagern. Viel beschränkter und namentlich in der Nähe von Hannover, bei Limmer und am Ith, sowie im Jura bei Porrentruy aufgeschlossen ist das Vorkommen von mit Asphalt imprägniertem Kalkstein. Die in den Asphaltbrüchen von Limmer gewonnenen oolithischen Kalksteine, schieferigen Mergel und Mergelkalke sind in der Weise von Bitumen durchdrungen, daß sie frisch gebrochen eine dunkelbraune Färbung zeigen, einen intensiven Geruch verbreiten und oft Nester und Streifen eines dickflüssigen, zähen Erdpeches umschließen. Häufig sind auch die Schalen der in ihnen vorkommenden Mollusken in reinen Asphalt verwandelt. Dem Einflusse der Sonnenstrahlen ausgesetzt, bleicht das Gestein und wird fast weiß (s. S. 98).

Paläontologischer Charakter. Wie in den unteren Komplexen des Jura, so kommen auch im weißen Jura Pflanzenreste nur lokal vor und gehören einigen Cycadeen, Coniferen und Farnen an. Die Hauptrolle spielen die Vertreter des Tierreiches. Die wesentlichsten Züge seiner Entwickelung während der Periode des oberen Jura lassen sich wie folgt kurz zusammenfassen: Die Seeschwämme vermehren sich in einer so enormen Weise, daß sie gewisse Bänke (Spongitenkalke Süddeutschlands, der Schweiz und

Ostfrankreichs) vollkommen anfüllen. Es gibt in Schwaben stundenlange Felswände und Klippen von mehreren Hundert Fuß Höhe, wo man keinen Stein aufheben kann, der nicht Spuren von Schwammgewebe enthielte. In ganz ähnlicher Weise entwickeln sich die Korallen, und zwar namentlich die Geschlechter Isastraea, Thamnastraea, Montlivaultia, Thecosmilia, Stylina, Favia u. a., nur ist ihre Verbreitung eine weit allgemeinere, so daß sie fast in allen Territorien des weißen Jura ausgedehnte Korallenriffe aufgebaut haben oder zu mächtigen Korallenbänken angehäuft sind. Auch die früher spärlicheren Echiniden gewinnen an Häufigkeit; zahlreiche Arten der Geschlechter Cidaris, Hemicidaris, Acrocidaris, Pseudodiadema, Stomechinus, Pedina, Pygaster, Echinobrissus gehören zu den bezeichnendsten organischen Resten des oberen Jura; ihre Schalen oder deren Fragmente, sowie ihre Stacheln, füllen einzelne Bänke (z. B. die Cid. florigemma-Bänke) in großer Menge an. Während die Pentacriniten im Vergleich mit der Unzahl von Individuen in gewissen Schichten des Lias seltener werden, gewinnen andere Crinoidengeschlechter, namentlich Apiocrinus, Eugeniacrinus, Millericrinus, größere Häufigkeit. Die echten Ostreen treten fast noch massenhafter auf, als im Dogger; zu ihnen gesellt sich ein neues Ostreïden-Geschlecht, Exogyra, dessen Vertreter (Exog. virgula) namentlich für die oberen Horizonte des weißen Jura bezeichnend sind. Auch die Trigonien stehen denen des Dogger an Häufigkeit kaum nach und liefern eine Anzahl wichtiger Leitfossilien. Das Zweischaler-Geschlecht Diceras, ein Vorläufer von Chama, besitzt besonders für die Schweiz und den französischen Jura Wichtigkeit, wo seine Vertreter den Hauptbestandteil der durch ihre Felsbildungen charakterisierten Diceratenkalke ausmachen. Von der borealen Gattung Aucella (S. 610) sind von deren arktisch-russischer Heimat aus mehrere Arten in Franken (Pompeckj), Schwaben (v. Huene), die Schweiz, Norddeutschland und England eingewandert. Unter allen jurassischen Gastropoden zeichnen sich die Nerineen, welche jetzt das Maximum ihrer Entwickelung erlangen, durch Formen- und Individuenreichtum aus. Die Ammoniten und Belemniten entfalten in dem oberen Jura nicht die Üppigkeit, durch welche sie für fast jede einzelne Stufe des Lias und Doggers so charakteristisch wurden. Das Vorwalten der Gattungen Perisphinctes, Aspidoceras, Oppelia, Peltoceras und Haploceras ist für den weißen Jura bezeichnend, ebenso die Häufigkeit der von Ammoneen herrührenden Aptychen.

Im obersten Jura stehen die Ganoiden auf dem Höhepunkte ihrer Entwickelung. Namentlich zeichnet sich die Gattung Lepidotus (Fig. 440) durch Artenreichtum und Größe der Individuen aus. Ihr gewaltigster Vertreter ist der fast 2 m lange Lepidotus maximus aus den Solnhofener Schiefern. Allgemein verbreitet sind die isolierten oder reihenförmig auf den Unterkiefern und Gaumenplatten angeordneten bohnenförmigen Mahl-

zähne von Gyrodus und Microdon (Fig. 441). Echten Knochenfischen hingegen gehören die lokal sehr häufigen Exemplare von Leptolepis (Fig. 442) und Thrissops an. Die Fauna der Reptilien wird eine reichere,

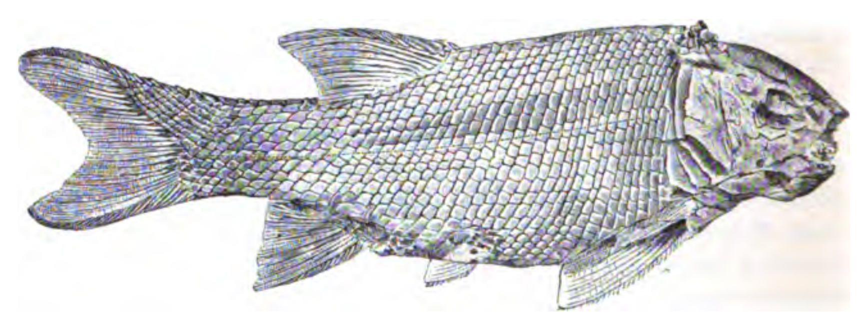


Fig. 440. Lepidotus notopterus Ag.

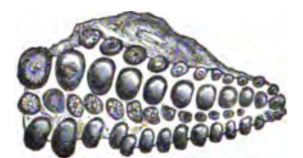


Fig. 441. Microdon alternans Quenst. Unterkiefer.

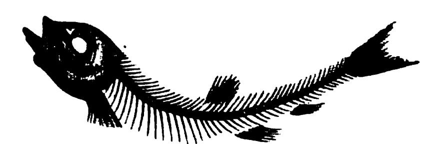


Fig. 442. Leptolepis sprattiformis Ag.

namentlich finden sich jetzt häufigere Reste von Schildkröten (Thalassemys, Platychelys, Plesiochelys), ferner solche einer zierlichen rhynchocephalenartigen Echse, Homaeosaurus (Fig. 443), sowie riesiger Crocodilier (Teleosaurus, Machimosaurus) und gewaltiger, nackter, mit vorzüglichem Schwimmvermögen ausgerüsteter Meer-Krokodile, des Dacosaurus und Geosaurus*). Während Ichthyosaurus und Plesiosaurus fast vollkommen aussterben, erreichen die Flugsaurier (Pterodactylus und Rhamphorhynchus) jetzt das Maximum ihrer Entwickelung. Namentlich sind uns in den lithographischen Schiefern von Solnhofen vollständige Skelette dieser abenteuerlichen Reptilien erhalten**), welche mit dem ungeheuer verlängerten vierten Finger der Vorderfüße eine Flughaut jederseits des Vorderkörpers spannen und sich mit dieser in fliegende Bewegung setzen konnten (Fig. 444). Endlich sind die Dinosaurier im deutschen Malm durch den kleinsten ihrer Zugehörigen, den in vielen Beziehungen vogelähnlichen Compsognathus (Fig. 445) aus dem lithographischen Schiefer von Kelheim, — im Westen von Nordamerika hingegen durch bis 30 m lange Riesengestalten

---

*) E. Fraas, Die Meer-Crocodilier des oberen Jura. Mitt. aus d. k. Naturalien-Kabinet in Stuttgart. Nr. 20. 1902.

**) K. A. Zittel, Palaeontograph. III. Folge. Bd. V. Lief. 2. Kassel 1882. — L. v. Ammon, Corr.-Bl. d. nat. Ver. Regensburg 1884. Bd. 38. S. 129.

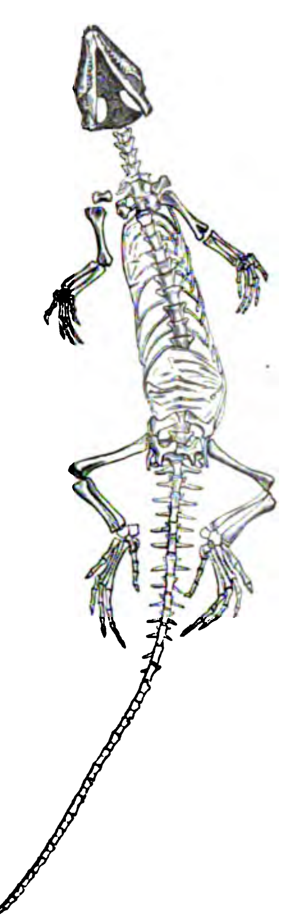


Fig. 443. Homaeosaurus pulchellus Zitt.



Fig. 444. Pterodactylus spectabilis v. Meyer.



Fig. 445. Compsognathus longipes Wagn.

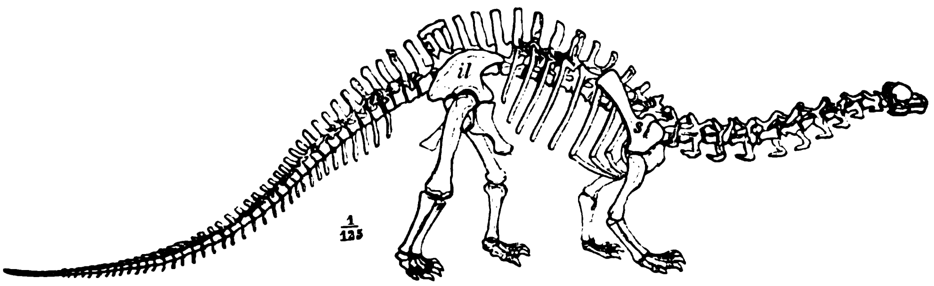


Fig. 446. Brontosaurus excelsus Marsh.

(Atlantosaurus, Brontosaurus Fig. 446, Stegosaurus, Laosaurus u. a.) vertreten.

Auch echte Vögel lebten während der jüngeren Jurazeit. Die ältesten Skeletteile eines solchen wurden ebenfalls in den lithographischen Schiefern von Solnhofen gefunden; sie gehören nur zwei Individuen an (Londoner und Berliner Exemplar), ein Beweis für die noch immer außerordentlich geringe Verbreitung des Vogeltypus auf der jurassischen Erde, während wir heute über 6000 Spezies Vögel kennen. Der Solnhofener Juravogel, Archaeopteryx macrura Ow. (Fig. 447), ein echter Vogel, zur Abteilung der Carinata gehörig, unterscheidet sich am auffallendsten von allen jetzt lebenden Vögeln durch den Bau seiner Wirbel und seines Schwanzes, sowie durch Bauchrippen und seine bezahnten Kiefer. Die Wirbel sind bikonkav, der Schwanz besteht aus 20 frei stehenden Wirbeln, zu deren Seiten jedesmal eine, im ganzen also 40 Federn stehen; jeder Kieferrand trägt 13 Zähnchen in Alveolen.



Fig. 447. Archaeopteryx macrura R. Owen. Das Berliner Exemplar. Restauriert nach *W. Dames**). *sc* Scapula, *co* Coracoid, *cl* Clavicula, *h* Humerus, *r* Radius, *c* Carpus.

Überreste, und zwar namentlich Unterkiefer von Säugetieren sind in Europa bis jetzt nur aus einer wenige Zoll mächtigen Lage des obersten weißen Jura von England bekannt geworden. Sie gehören sowohl fleisch-

*) W. Dames, Über Archaeopteryx. (Paläont. Abhandl. II, 3.) Berlin 1884.

und insekten-, wie pflanzenfressenden kleinen Beuteltieren an (Triconodon, Bolodon, Plagiaulax). Eine reichere Ausbeute an derartigen Beuteltierresten haben die oberjurassischen Atlantosaurus-Schichten in Colorado und Wyoming ergeben.

Allgemeine Gliederung des oberen Jura. Der obere Jura zerfällt in drei Unterabteilungen: den Oxford, Kimmeridge und das Tithon (siehe S. 606).

a) Der Oxford.

Die Schichtenreihe des Oxford wird vorzugsweise aus dichten Kalksteinen, Oolithen, Kalkmergeln und Dolomiten aufgebaut und im allgemeinen

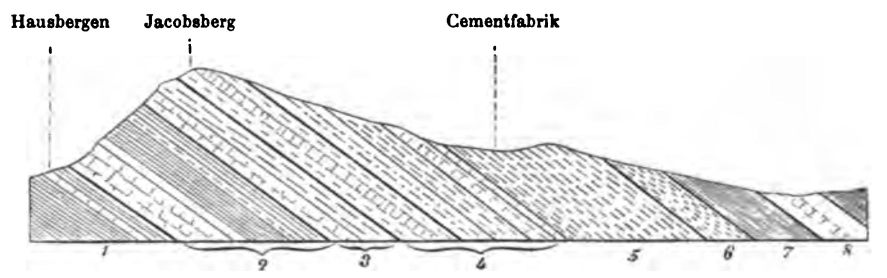


Fig. 448. Profil des weißen Jura in der Porta Westfalica. Nach *Heinr. Credner.*
1 Cornbrash, *2* Kelloway, *3* Oxford, *4* Kimmeridge, *5* Exogyra virgula-Schichten, *6* Eimbeckhäuser Plattenkalke, *7* Mündermergel, *8* Wealden, *9* Hils.

charakterisiert durch die Führung von Cidaris florigemma Phill. (Fig. 450), Cidaris coronata Goldf. (Fig. 449), Hemicidaris crenularis Ag., Echinobrissus scutatus Lam. (Fig. 451), Apiocrinus Royassianus d'Orb. (Fig. 452), Terebratula (Megerlea) pectunculus Schloth. (Fig. 453), Terebratula (Waldheimia) impressa Buch, Rhynchonella lacunosa Schloth., Trigonia clavellata Park. (Fig. 454), Amm. (Aspidoceras) perarmatus Sow., Amm. (Cardioceras) cordatus, Amm. (Peltoceras) bimammatus, Amm. (Peltoceras) transversarius Quenst. (Fig. 455), zahlreichen Perisphincten und Oppelien, sowie Belemnites hastatus Blainv. (Fig. 456).

In dieser Schichtenfolge treten drei z. T. riffartige Gebilde durch die massenhafte Anhäufung nahe verwandter Tierformen besonders auffällig hervor. Das eine derselben sind Korallenbänke, welche namentlich in Norddeutschland, im Schweizer Jura, in Nordfrankreich und England entwickelt und vorzugsweise aus Stöcken von Thamnastraea concinna Goldf., Isastraea helianthoides Goldf., Montlivaultia sessilis Münst. u. a. zusammengesetzt sind. Ihrem organischen Ursprunge nach den Korallenbänken ähnlich sind die Spongiten- oder Schwammkalke, welche in Franken und Schwaben am mächtigsten sind, von wo aus sie sich mit fortwährend abnehmender Mächtigkeit durch die Schweiz bis in die Bourgogne verfolgen lassen. Wie der Name andeutet, bilden Spongien das ursprüngliche Haupt-



Fig. 449. Cidaris coronata Goldf.

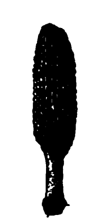


Fig. 450. Stachel von Cidaris florigemma Phill.

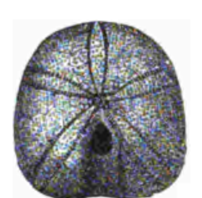


Fig. 451. Echinobrissus scutatus Lam.



Fig. 453. Terebratula (Megerlea) pectunculus Schloth.



Fig. 452. Apiocrinus Royassianus d'Orb.



Fig. 454. Trigonia clavellata Park.



Fig. 455. Ammonites (Peltoceras) transversarius Quenst.

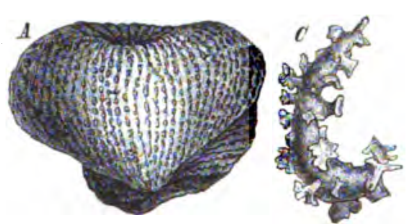


Fig. 456 *A*. Cnemidiastrum stellatum Gldf. nebst einem seiner Skelettelemente (*C*).



Fig. 457. Tremadictyon reticulatum Goldf.

Fig. 458. Diceras arietinum. Lam.



Fig. 459. Belemnites hastatus Blainv.

Leitfossilien des Oxford.

material dieser Kalksteine. Namentlich sind die Gattungen Cnemidiastrum (z. B. stellatum Goldf., Fig. 456), Hyalotragos (patella Goldf. sp.), Tremadictyon (reticulatum Goldf. sp., Fig. 457), Cupulospongia (rimulosa Goldf. sp., radiata Münst. sp.), Pachyteichisma (lopas Quenst. sp.), Cylindrophyma und Porospongia vertreten. Einen dritten zoogenen Horizont des weißen Jura bilden die Diceratenkalke, die in den französischen und schweizer Territorien der Juraformationen ihre größte Verbreitung finden, der oberen Grenze des Oxford angehören und angefüllt sind von Diceras arietinum Lam. (Fig. 458).

b) Der Kimmeridge.

Die Schichtenreihe des Kimmeridge besteht aus dichten, tonigen und oolithischen Kalksteinen, während in ihren oberen Horizonten Kalkmergel von vorherrschend grauer, licht gelblichweißer oder vollkommen weißer Farbe vorwalten. Unter den zahlreichen organischen Resten dieser Gruppe sind als Leitfossilien hervorzuheben: Pteroceras Oceani Brongn. (Fig. 463), Nerinea tuberculosa Röm. (Fig. 462), Nerinea bruntrutana Thurm., Nerinea pyramidalis Münst., Exogyra virgula Sow. (Fig. 460), Pholadomya acuticostata Sow., Corbis subclathrata Buv., Terebratula subsella Leym, — in den unteren Komplexen Ammonites (Perisphinctes) polyplocus Rein. (Fig. 466) und Ammonites (Oppelia) tenuilobatus Opp. (Fig. 464), und in den obersten oolithischen Kalken Ammonites (Olcostephanus) gigas Ziet. Diese Schichten des Amm. gigas werden auch wohl entweder für sich oder mit den Eimbeckhäuser Plattenkalken (siehe unter Purbeck und S. 606) als eine eigne Stufe, der Portland, aufgefaßt und mit diesem dem Tithon zugerechnet. Dem Kimmeridge gehören die Korallenkalke von Nattheim in Württemberg an, mit Thamnastraea prolifera Beck (Fig. 461), Stylina limbata Goldf., Isastraea, Thecosmilia; — ebenso die oberen Schwammkalke (Felsenkalke) Schwabens und die lithographischen Schiefer von Nusplingen, mit denen der schwäbische Jura abschließt.

c) Das Tithon.

Das Tithon wird in Süddeutschland namentlich durch die Kelheimer Korallenkalke und die Solnhofener Schiefer, in Norddeutschland durch den Purbeck, in den alpinen Gegenden vorzüglich durch Riff- und Klippenkalke vertreten.

Die Solnhofener Schiefer bilden den interessantesten Schichtenkomplex des deutschen Tithon. Ihr gleichmäßiges Gefüge, die Feinheit ihres Kornes bedingen nicht nur den hohen technischen Wert dieser Plattenkalke, sondern haben sie auch zugleich zur Erhaltung der zartesten Teile von Organismen befähigt, so daß uns in ihnen eine reiche oberjurassische Fauna überliefert worden ist, die ohne so günstige Verhältnisse spurlos verschwunden wäre. Ihre Hauptrepräsentanten sind nackte Cephalopoden mit Schulp, Mantel, Kopf, Armen, Magen und Tintenbeutel, ferner Aptychen,



Fig. 460. Exogyra virgula Sow.





Fig. 461. Thamnastraea prolifera Beck.

Fig. 462. Nerinea tuberculosa Röm.

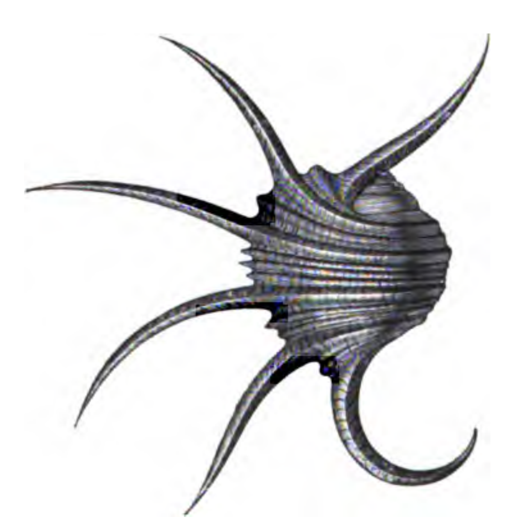


Fig. 463. Pteroceras Oceani Brongn.



Fig. 464. Ammonites (Oppelia) tenuilobatus Opp.

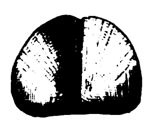


Fig. 465. Aptychus latus Münst.



Fig. 466. Ammonites (Perisphinctes) polyplocus Rein.

Leitfossilien des Kimmeridge.

Krebse, namentlich Astaciden mit vielgliedrigen Fühlern und wohlerhaltenen Scheren und Füßen, Crustaceenlarven, Libelluliden mit dem zartesten Netzgewebe der Flügel, Fischskelette vorzüglich von Lepidotus-, Megalurus-, Aspidorhynchus-, Leptolepis- und Thrissops-Arten, endlich Reste, ja zum Teil vollkommene Knochengerüste des Pterodactylus und Rhamphorhynchus. Denselben Schichten entstammen, wie bereits erwähnt, die Skelette und Federn von Archaeopteryx.

Das alpine oder mediterrane Tithon erhält seine untere Begrenzung durch die Zone des Aspidoceras acanthicum (Oberer Kimmeridge), welche sich mit gleichbleibendem Charakter vom östlichen Siebenbürgen und der Tatra bis Sicilien, Südspanien und Algier verfolgen läßt und sich durch eine reiche Ammonitenfauna (namentlich Perisphinctes und Aspidoceras) auszeichnet*). Das auf sie folgende Tithon zerfällt in:

1. Diphyakalke, plattige, rote, marmorartige Kalksteine, reich an Terebratula diphya (Fig. 467); Hauptverbreitungsgebiet: südtiroler und venetianer Alpen, vereinzelt auch in den österreichischen und bayerischen Alpen, sowie in den Karpathen.



Fig. 467. Terebratula (Pygope) diphya Col.
a Gefäßeindrücke auf dem Steinkerne.



Fig. 468. Ammonites (Phylloceras) ptychoicus Quenst.

2. Stramberger Schichten, dickbankige, oft beinahe ungeschichtete, hellgefärbte Kalksteine, z. T. reich an Ammoniten, z. B. Ammonites (Phylloceras) ptychoicus Quenst. (Fig. 468), Amm. (Perisphinctes) transitorius Opp., Terebratula janitor und Ellipsactinien, an anderen Punkten mit vorwaltenden Nerineen (Nerineenkalke). Verbreitet sind dieselben im Salzkammergut, in den Südalpen, in dem Klippengebiete der Karpathen, und gehen nach oben zu ganz allmählich in Ammonitenkalke der unteren Kreide über.

---

*) Benecke, Trias und Jura in den Südalpen. München 1866. — Neumayr, Abhandlungen d. k. k. geol. R. 1876. S. 129. 137; 1877. S. 110.

Der Purbeck. Während die Juraformation in den meisten ihrer Verbreitungsgebiete mit den Schichten des Amm. gigas oder mit dem an Exogyra virgula reichen oberen Kimmeridge abschließt, folgt auf diese marinen Ablagerungen im südöstlichen England und an den gegenüberliegenden Küsten Frankreichs, im nordwestlichen Deutschland, sowie im Juragebirge eine z. B. am Deister bis 500 m mächtige Schichtenreihe, welche z. T. brackischen Ursprunges, z. T. aus der Eindampfung von Salzseen hervorgegangen und mit dem Namen Purbeck belegt worden ist. Sie besteht in Deutschland (siehe Fig. 448) zu unterst aus dünnplattigen, z. T. aber auch dickbankigen und oolithischen Kalksteinen (Eimbeckhäuser Plattenkalk) oft voll Corbula inflexa Dunk., auf welche rote und grünlichgraue Mergel (Münder Mergel) mit Gyps- und Steinsalzeinlagerungen, sowie mit Corbula, Paludina, Cyclas und Valvata folgen. Sie wiederum werden von einem Kalkstein, dem Serpulit, überlagert, der von Serpula coacervata Blum. angefüllt ist und zum Teil fast allein aus den Röhren derselben besteht, zu denen sich noch einige Cyrena-, Corbula-, Ostrea- und Gervillia-Arten gesellen. Auf diese Brackwasserbildungen folgen lokal noch Süßwasserkalke und -mergel (Purbeckkalke Koert's) mit Planorbis, Valvata und Cypridea, und auf diese die Delta-Ablagerungen des Wealden.

In England besitzt die Schichtenreihe des Purbeck nur 53 m Mächtigkeit und besteht, abgesehen von einem Kalksteinkomplexe marinen Ursprungs (mit Ostrea, Pecten, Avicula), ebenfalls aus Brackwasser- und Süßwassergebilden. Es sind tonige graue Kalksteine und Mergel mit Arten von Paludina, Planorbis, Limnaea, Melania, Cyclas, Cyrena, Corbula, Unio und Cypris; namentlich letztere bedecken die Schichtungsflächen in ungeheueren Scharen. Dem mittleren Niveau des Purbeck gehört die nur wenige Zoll mächtige Schicht an, welche durch die zahlreichen Funde von eingeschwemmten Säugetierresten ein so großes paläontologisches Interesse erhalten hat. Vorzüglich sind es, wie bereits oben erwähnt, die Unterkiefer von pflanzen- und insektenfressenden Beuteltieren, die man dieser Schicht entnommen und Bolodon, Plagiaulax, Triconodon benannt hat. In dieser Schichtenreihe, und zwar namentlich in ihrem tiefsten Horizonte, sind dunkelbraune bis schwarze Zwischenlagen von vorweltlicher Dammerde (dirt-beds) eingeschaltet, welche zahlreiche Überreste einer aus Coniferen und Cycadeen bestehenden Waldvegetation umschließen, deren Stämme oft noch aufrecht stehend angetroffen werden, während ihre Wurzeln tief in

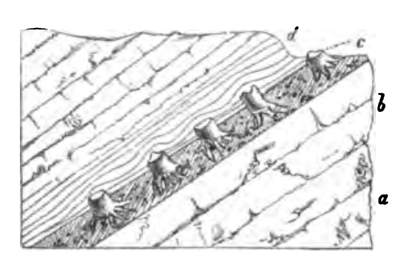


Fig. 469. Profil durch den untersten Purbeck auf der Insel Portland. *a* Portland, marin, *b* Süßwassergebilde des unteren Purbeck, *c* Purbeck-Dammerde mit Coniferen, *d* Süßwassermergel

den Untergrund eingreifen und die abgebrochenen Stämme horizontal zwischen den stehen gebliebenen Strünken liegen (siehe Fig. 469).

Aus der Tatsache, daß die rein marinen Gebilde des norddeutschen Kimmeridge von einer Brackwasser- und Eindampfungsformation, denn eine solche ist der Purbeck Hannovers, überlagert werden, ferner daraus, daß in England auf den dortigen marinen Portland eine Schichtenreihe von abwechselnden Brackwasser-, Meerwasser- und Süßwasserablagerungen, sowie Dammerde-, also Festlandsgebilden folgt, geht hervor, daß die beiden beschriebenen Territorien am Ende der Juraperiode eine z. T. von mehrfachen Oszillationen unterbrochene Hebung erlitten haben, infolge deren sie zum flachen Küstenlande wurden, welches vereinzelte, durch Verdampfung zu Salzpfannen (S. 302) werdende Becken von Meereswasser umrahmte. Andere und zwar die große Mehrzahl der jurassischen Ablagerungen blieben während dessen Meeresgrund, so daß der Absatz mariner Sedimente ungestört auf ihm seinen Fortgang nehmen konnte. Hier folgt also unmittelbar auf den marinen oberen Jura die ebenfalls marine unterste Kreide, welche auf den unterdessen zum Festlande gewordenen Purbeck-Arealen naturgemäß fehlt und durch eine Sumpf- und Süßwasserbildung, den Wealden, ersetzt wird.

Auf S. 606 findet sich die speziellere Gliederung des oberen Jura tabellarisch zusammengestellt, außerdem aber soll der deutschen Entwickelung dieser Formation eine etwas eingehendere Beschreibung gewidmet werden.

Speziellere Gliederung des oberen Jura in Schwaben und im nordwestlichen Deutschland. Auf die dunkelen Tone des obersten braunen Jura folgen in Schwaben die hellgrauen Kalkmergel und Kalke des unteren weißen Jura. Derselbe ist von Quenstedt ebenso wie der Lias und der Dogger in 6 Stufen (α bis ζ) gegliedert worden, umfaßt jedoch nur den Oxford und Kimmeridge, während das Tithon in Schwaben nicht mehr zur Ablagerung gelangt ist. Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß dieser schwäbische weiße Jura in einer doppelten Faziesreihe, einer scharf geschichteten Ammonitenfazies und einer ungeschichteten Schwamm- oder Korallenfazies entwickelt ist. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache und unter Beibehaltung der Quenstedtschen Sechsteilung gliedert sich nach E. Fraas und Th. Engel der Malm Schwabens wie folgt (siehe S. 607; vgl. hierzu S. 606):

Gliederung und Parallelisierung des oberen Jura.

Zum Teil nach M. Neumayr.

		Nordwest-Deutschland.	Süd-Deutschland.	England.	Nordfrankreich.	Südfrankreich und Westschweiz.	Ostalpen, Karpathen, Siebenbürgen.	Zentralrußland.
Tithon.	Zone des Perisphinctes transitorius.	Purbeckschichten: Süßwasserkalke, Serpulit, Münder Mergel.		Purbeck.	Purbeckien.	Purbeckien.	Stramberger Schichten.	Obere Wolgastufe: Stufe des Hoplit. rjasanensis, des Crasp. nodiger, des Crasp. subditus.
	Zone des Aspidoceras cyclotum.	Eimbeckhäuser Plattenkalk (oberer Portland). Schichten mit Oloostephanus gigas.	Solnhofener Plattenkalke. Kelheimer Korallenkalke.	Portland-Stone and Sands.	Portlandien supérieur et moyen. Portlandien inférieur.	Dolomite portlandienne. Portlandkalke.	Klippenbreccien von Rogoznik und Csorsztyn. Diphyakalke. Korallenkalk d. Salzkammergutes. Roter Aptychenkalk.	Untere Wolgastufe: Giganteus-Stufe, Stufe des Virgatit. virgatus, des Perisph. Bleicheri.
Kimmeridge.	Zone des Hoplites Eudoxus. (Virgulien.) (Ptérocérien.)	Schichten mit Exogyra virgula. Pteroceras-Schichten.	= ε u. ζ Quenst. Nusplinger Kalkplatten. Nattheimer Korallenkalke. Eudoxus-Schichten. Dolomite. Schwammkalke.	Kimmeridge Clay oberer Teil.	Virgulien. Ptérocérien.	Calcaire à Ter. janitor. Calcaire à Exogyra virgula. Calcaire à Pteroceras. Corallien de Valfin.	Obere Acanthicus-Schichten.	Stufe des Hoplites Eudoxus.
	Zone der Oppelia tenuilobata. (Séquanien.)	Nerineenschichten. Schichten mit Terebratula humeralis.	= γ u. δ Quenst. Schwammkalke = Tenuilobatus-Schichten.	KimmeridgeClay, unterer Teil.	Astartien. Corallien supérieur.	Calcaire à Astarte / Calcaire à Perisph. polyplocus	Typische Acanthicus-Schichten. Ammonitico rosso.	Stufe des Cardioc. alternans.
Oxford.	Zone des Peltoceras bimammatum.	Korallen-Oolith.	= β Quenst. Bimammatus-Schichten. Schwammkalke.	Upper Calcareous Grit. Coral Rag.	Corallien inférieur.	Zone à Peltoceras bimammatum et bancs à Diceras.		Stufe des Cardioc. cordatum.
	Zone des Peltoceras transversarium u. des Aspidoceras perarmatum.	Hersumer Schichten.	= α Quenst. Schwammschichten. Impressatone. Transversarius-Schichten.	? Lower Calcareous Grit. Oxford Clay.	Marnes oxfordiennes.	Zone à Peltoc. transversarium et Cardioc. cordatum.	Transversarius-Schichten im Etschtal u. am Gardasee, von Neumarkt in Galizien, Puchow in Ungarn. Kalke von Cellechowitz in Mähren.	
	Dogger.	Kelloway.						

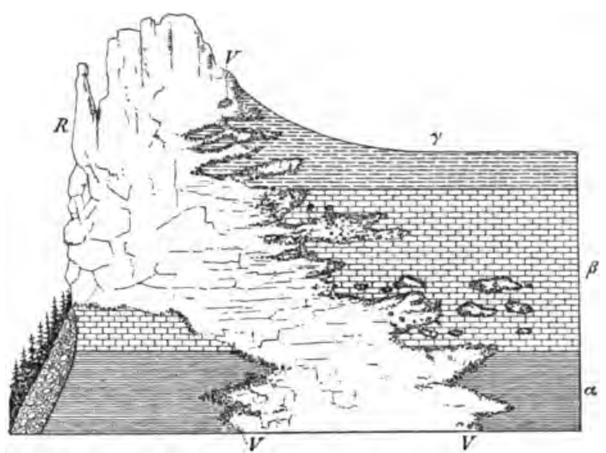


Fig. 470. Spongienriff im unteren weißen Jura der schwäbischen Alb. Nach *Eb. Fraas*. *R* ungeschichteter, strukturloser Spongienriffkalk, *V* Zone des Vorriffes; mit Ton vermengte Riffkalke voll organischer Reste, vielfach eingreifend und als Putzen eingelagert in die geschichtete Fazies; α, β, γ normale geschichtete Fazies des unteren weißen Jura.

Weißer Jura ε und ζ.

Geschichtete Fazies.

Dicke Kalkplatten (Krebsscherenplatten Qu.), lokal oolithisch. Lithographische Schiefer von Nusplingen mit Pterosauriern, Penaeus, Fischen, Aptychen, Pagurus suprajurensis, Astarte minima Qu., Trigonia suevica Qu., Venus suevica Qu., Amm. Ulmensis Oppel. Cementschichten von Blaubeuren und Ehingen.

Oolithe von Schnaitheim, Stotzingen und Wippingen mit Resten von Dacosaurus maximus Qu., Gyrodus umbilicus Agass., Sphaerodus gigas Agass., Lepidotus und Pycnodus; außerdem Diceras speciosum Münst. und Isoarca explicata Röm. Daneben die sogenannten »wilden Portländer« oder Kalkplatten mit Korallen, dieselbe Fauna wie in den Nattheimer Schichten.

Rifffazies.

Plumpe ungeschichtete Kalke, bald als Marmor, bald als »Zuckerkorn«, bald als Dolomit. »Lochfelsen« der Alb. Offenbar corallin. Bohnerz füllt oft die Spalten aus.

»Nattheimer Schichten«, Korallenkalke Schwabens. Meist sind die organischen Reste verkieselt. Es sind:

Isastraea helianthoides Gf., Maeandrina Sömmeringii Gf., Stylina tubulosa Gf., Styl. limbata Gf., Styl. micrommata Qu., Convexastraea sexradiata Gf., Placophyllia dianthus Gf., Thecosmilia trichotoma Gf., Montlivaultia obconica Qu., Thamnastraea microconos Gf.

In diesen Riffen außer Korallen und Kieselspongien viel Kalkspongien, ferner außerordentlich zahlreiche Echiniden, Crinoiden und Brachiopoden; so Cid. coronata Qu., Apiocrinus mespiliformis Qu., A. Milleri Gf., Solanocrinus costatus Qu., Rhynch. inconstans Sow., Terebr. insignis Schl., Megerlea pectunculoides Schl., sowie Ostrea hastellata, usw.

Weißer Jura δ.

Wohlgeschichtete Kalkbänke, ohne Tonlagen. Leitende Fossilien sind: Amm. pseudomutabilis d'Orb., A. inflatus Rein., A. bispinosus Qu., Prosopon marginatum und rostratum Mey.

»Plumpe Felsenkalke« die großen Felsen bildend, welche am Nordwestabhange der Alb überall in die Augen springen.

Echte Schwammfazies mit Lithistiden, ferner mit Rhynchonella lacunosa Qu., Terebr. bisuffarcinata Schl. und Echinodermen.

Weißer Jura γ.

Tonige Kalkbänke. Hauptsächlich mit: Amm. polygyratus Rein. (Kragenplanulaten Qu.), A. polyplocus Rein., A. anceps albus Qu., A. tenuilobatus Op., A. dentatus Rein., Aptychen, Disaster carinatus Qu. und Pseudomonotis similis Gf., welche lokal ein ganzes Lager bildet.

Weißer Jura β.

»Wohlgeschichtete Kalkbänke« Die wichtigsten Fossilien sind: Amm. bimammatus, A. canaliculatus albus Qu., A. flexuosus nudus und costatus Qu., A. biplex rotundus und compressus Qu., A. lingulatus Quenst., Aucella Bronni Rou.

Weißer Jura α.

Kalkbänke mit Tonschichten, reich insbesondere an Terebratula impressa Qu. (daher »Impressa-Schichten«); häufig sind außerdem: Disaster granulosus Münst., Turbinolia impressa Qu., Asterias impressa Qu., Aucella impressa Qu., Amm. alternans Buch, A. canaliculatus Qu., A. complanatus Ziet., zahlreiche Perisphincten und Oppelien, Belem. hastatus Blainv. und pressulus Qu.

Die oberste Grenze dieses Komplexes bildet an vielen Stellen eine Seetangschicht mit Nulliporites Hechingensis Qu.

Weißer Jura γ, β und α.

Schwammbildungen, bald nur nesterweise in den tonigen Kalken, bald als mächtige und ausgedehnte Riffe nebst Vorriffen mit vorwiegenden hexactinelliden Spongien (Tremadictyon, Craticularia, Cypellia, Stauroderma), ferner mit Cidaris coronata Gf., Eugeniacrinus caryophyllatus Gf., Pentacr. cingulatus Münst., Rhynch. lacunosa Buch, Terebratula bisuffarcinata Schl., Megerlea pectunculus Schl., Megerlea loricata Schl., nebst zahlreichen Ammoniten der äquivalenten geschichteten Fazies.

Transversarius-Schichten; Kalke und dazwischen gelagerte Tonschichten. (Amm. transversarius Qu. sehr selten.)

Das Liegende dieser Schichten sind die Grenzbänke des obersten Braunen Jura mit Lambertiknollen und Belemnites semihastatus rotundus Qu.

Den oberen Jura der Umgegend von Hannover gliedert C. Struckmann auf Grund eigner Untersuchungen, sowie der Arbeiten Römer's, v. Seebach's und Heinrich Credner's wie folgt:

7. **Purbeck.**

b) Serpulit; Kalkstein mit Schiefertonen wechselnd, bis 50 m mächtig, voll Serpula coacervata. Zu oberst Süßwasserkalke und -mergel mit Cypridea, Planorbis, Valvata*). Die Glieder des Purbeck sind namentlich am Deister, Selter, Osterwald, Süntel, Ith, an der Porta und bei preußisch Oldendorf, aber auch im Vororte Linden bei Hannover aufgeschlossen.

a) Münder Mergel, rote und grünliche Mergel mit Dolomit, Steinsalz und Gyps, über 300 m mächtig; mit Corbula, Paludina und Cyclas.

---

*) W. Koert, Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selter. Göttingen 1898.

6. Portland.

b) Eimbeckhäuser Plattenkalk, oberer Portland, dünngeschichteter, zum Teil auch dickbankiger Kalkstein, unten mit Lagen von Kalkmergel, 100 m mächtig, mit Corbula inflexa, Corbula alata, Turritella minuta.

a) Schichten des Ammonites gigas, unterer Portland, hellgelbliche, zum Teil oolithische Kalke und Mergel mit Amm. gigas, Corbula inflexa u. a. = ζ Quenst.

5. Oberer Kimmeridge = ε Quenst.

Schichten der Exogyra virgula, dichte und oolithische Kalksteine, mit Kalkmergeln und Kalktonen wechsellagernd, mit Exogyra virgula, Cyprina Saussurei, Pholadomya multicostata, Trigonia suprajurensis, Trig. verrucosa, Terebr. subsella, aufgeschlossen z. B. bei Lauenstein am Ith, Kappenberg am Deister, Sülfeld, Porta, Kette des Wesergebirges, Limmer.

4. Mittlerer Kimmeridge.

Schichten des Pteroceras Oceani, oolithischer und dichter Kalkstein, bis 13 m mächtig, mit Terebr. subsella, Exogyra bruntrutana, Exog. virgula, Gervillia tetragona, Corbis decussata, Nerinea pyramidalis, Ner. Gosae, Ner. bruntrutana, Pteroceras Oceani.

3. Unterer Kimmeridge, Astartien, = δ und γ Quenst. = Séquanien supérieur Frankreichs.

Nerineenschichten und Zone der Terebratula humeralis Röm., außerdem u. a. Terebr. bicanaliculata Ziet., Rhynchonella pinguis Röm., Natica globosa Röm., Nerinea tuberculosa Röm., Ner. reticulata Crd., Ostrea multiformis Dkr., Cyprina nuculaeformis Röm., Schildkröten, Saurier, Fische.

2. Korallenoolith (Corallien) = β Quenst. = Séquanien inférieur Frankreichs.

b) Zone des Pecten varians Röm. und der Nerinea Visurgis Röm., außerdem u. a. mit Phasianella striata Sow. und Cidaris florigemma Phill.

a) Korallenbank und Zone der Ostrea rastellaris, mit Cidaris florigemma Phill., Isastraea, Thamnastraea, Montlivaultia, Alectryonia (Ostrea) rastellaris Münst., Pecten subfibrosus d'Orb., Echinobrissus scutatus Lam. u. a.

1. Oxfordschichten = α Quenst.

Hersumerschichten oder Perarmatenschichten mit Ammonites perarmatus Sow., Amm. cordatus Sow., Belemnites hastatus Montf., Trigonia clavellata Sow., Gryphaea dilatata Sow.

Klimatische Fazies der Juraformation. Nach Neumayr*) prägen sich bereits innerhalb des Meeres der Jurazeit große Faunengebiete aus, welche als die Erde umspannende Zonen gürtelförmig vom Pol nach dem Äquator zu aufeinander folgen und deren Unterschiede auf klimatischen Differenzen beruhen sollen. Neumayr hat diese von ihm als Klimazonen bezeichneten verschiedenartigen Fazies der Juraformation als polare, als gemäßigte und als äquatoriale Zone unterschieden. Die Ablagerungsgebiete innerhalb dieser Zonen werden von ihm als Juraprovinzen bezeichnet.

1. Die äquatoriale (alpine oder mediterrane) Juraprovinz wird charakterisiert durch die außerordentliche Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen Simoceras, Haploceras, Phylloceras und Lytoceras, sowie der

*) M. Neumayr, Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. XLVII. 1883.

Terebratula diphya und Rhynchonella controversa. Hierher gehört der Jura der Alpen, Karpathen, Cevennen, Italiens, Siciliens, Algeriens, der Balkanhalbinsel, der Krim und des Kaukasus, von Kleinasien, Madagaskar, Borneo, Rotti, Vorderindien, Mexiko und Peru.

2. Die gemäßigte (mitteleuropäische) Juraprovinz wird charakterisiert durch die Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen Aspidoceras, Oppelia, Harpoceras und Peltoceras, durch den Reichtum an Korallen und das starke Zurücktreten von Phylloceras, Haploceras und Lytoceras. Hierher gehören die Jura-Ablagerungen Deutschlands, Englands, des außeralpinen Frankreichs, des nordwestlichen Spaniens, Portugals, des nördlichen Kaukasus, des südlichen Rußlands, Japans und Californiens. Ebenso aber wie im Norden der Äquatorialzone, so schließt sich auch auf der südlichen Hemisphäre eine gemäßigte Juraprovinz an erstere an, welcher die jurassischen Ablagerungen von Chili, Bolivia und Argentinien angehören.

3. Die polare (boreale) Juraprovinz wird charakterisiert durch das Fehlen oder die Seltenheit der für die erstgenannten Provinzen typischen Ammoniten, sowie der gesamten Riffkorallen, dahingegen durch starke Entwicklung von Cardioceras und der Aucellen. Hierher gehört der Jura des mittleren und nördlichen Rußlands, sowie Novaja Semljas, Sibiriens, von Alaska, den Aleuten, Dakota, der König Karls-Insel, Spitzbergen und Grönland.

Neuerdings haben sich jedoch namentlich in Südamerika so beträchtliche Abweichungen von der beanspruchten zonalen Verteilung dieser Faziesgebiete ergeben (Chili mit mitteleuropäischem, das östlich angrenzende Argentinien mit äquatorialem Jura), daß es nicht mehr gerechtfertigt erscheint, diese faunistischen Differenzen ausschließlich auf zonale Klimaunterschiede zurückzuführen.

Geographische Verbreitung der Juraformation*). Die 3 Glieder der Juraformation sind in ihrer Verbreitung nicht derartig von einander abhängig, daß alle drei überall in Gemeinsamkeit auftreten, vielmehr fehlt der Lias und mit ihm der untere Dogger innerhalb ausgedehnter Länderkomplexe vollständig, so daß oberster Dogger und Malm oder letzterer allein direkt auf weit älterem Grundgebirge auflagern, also vom Ablagerungsgebiete des unteren Jura aus beträchtlich über dessen Grenze hinaus übergreifen. So reicht der Lias vom westlichen Europa aus nicht weit nach Osten und fehlt bereits in Mähren, Oberschlesien und bei Krakau, ebenso aber auch im ganzen europäischen Rußland, in Spitzbergen, in Kleinasien, in Indien und im nordwestlichen Nordamerika. Überall beginnt

---

*) Speziell und mit ausführlicher Literatur in: M. Neumayr, Geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. L. 1885.

hier die marine jurassische Schichtenreihe mit dem obersten Dogger (Kelloway) oder gar erst mit dem Malm. Diese Erscheinung beweist, daß in der Mitte der Juraperiode eine weitreichende Überflutung der Kontinente durch das jurassische Meer, eine großartige Transgression stattgefunden hat.

Der **mitteleuropäischen Juraprovinz,** dem Ablagerungsareale der nördlichen gemäßigten Jura-Zone, gehört der Jura des außeralpinen Deutschlands und Frankreichs, sowie Englands an.

In Deutschland besitzt die Juraformation drei größere Verbreitungsgebiete: das fränkisch-schwäbische, das des nordwestlichen Deutschlands und das von Oberschlesien.

In Franken und Schwaben bildet das Ausgehende des Jura einen weiten Bogen, dessen stärkste Krümmung in der Nachbarschaft von Regensburg*) liegt, bis wohin sich sein südlicher Schenkel von Schaffhausen aus in nordöstlicher Richtung zieht, während sein nördlicher sich von der Regensburger Gegend aus nach NNW bis etwa nach Coburg erstreckt. Ersterer wird wesentlich von der rauhen Alb, letzterer durch den fränkischen Jura repräsentiert. An der Zusammensetzung dieses Jura-Territoriums beteiligen sich Lias, Dogger und weißer Jura. Der Lias bildet ein flaches Hügelland (Fig. 471), welches sich wie ein Teppich am Fuße

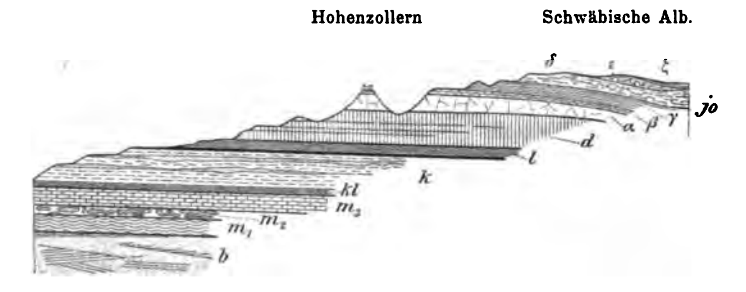


Fig. 471. Profil durch die Trias und den Jura Schwabens. Nach *Eb. Fraas.* *b* Buntsandstein, m_1, m_2, m_3 unterer, mittlerer und oberer Muschelkalk, *kl* Lettenkohlengruppe, *k* Gypskeuper und Rhät, *l* schwarzer Jura (Lias), *d* brauner Jura (Dogger), *jo*: α, β, γ, δ, ε, ζ weißer Jura.

des Gebirges ausbreitet und gewöhnlich von den Flußtälern so tief eingeschnitten wird, daß durch sie die Keuperschichten, welche seine Basis bilden, entblößt werden.. Der Dogger tritt in einer weit schmäleren Zone in Form mehr oder minder steiler Abhänge am Fuße des aus weißem Jura bestehenden Berglandes hervor, welches sich in zum Teil gewaltigen schroffen Felswänden über diese Abhänge erhebt und auf seiner Höhe ein Hochplateau bildet, das sich allmählich nach Südosten hin absenkt. Der

*) L. v. Ammon, Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. München 1875. — J. F. Pompeckj, Geognost. Jahreshefte. München. XIV. 1901. S. 139.

weiße Jura Frankens ist durch das Auftreten mächtiger Dolomite ausgezeichnet, in welchen sich die an Skeletten diluvialer Säugetiere reichen Höhlen von Muggendorf und Gailenreuth ausdehnen. Die niedrige Erhebung, welche den fränkischen Jura mit der rauhen Alb verbindet, ist das Terrain, auf welchem die berühmten Plattenkalke von Solnhofen und Pappenheim zur Ausbildung gelangt sind.

Die Schichtenreihe der norddeutschen Juraformation umfaßt gleichfalls den Lias, Dogger und Malm und breitet sich in einer von West gegen Ost gerichteten Zone aus, welche sich von der Grenze Hollands bis in die Gegend von Halberstadt erstreckt. In dem größten und zwar in dem nördlichen Teile dieses Verbreitungsgebietes des Jura sind dessen Schichten unter Diluvialbildungen verborgen; nur an seinem südlichen Rande treten sie in Form einer fast ununterbrochenen, von West nach Ost streichenden Zone zu Tage und bilden in ausgedehnten niedrigen Höhenzügen den südlichen Saum des norddeutschen Flachlandes. Der bedeutendste dieser jurassischen Bergrücken ist die Weserkette, welche dort, wo sie von der Weser durchbrochen wird, an der Porta Westfalica, eines der schönsten Profile durch den norddeutschen Jura bietet. Von hier aus wendet sich derselbe gegen Südost bis nach dem Süntel nördlich von Hameln und steht hier mit einer kleinen Seitenbucht, der Hilsmulde, in Verbindung, welche sich ununterbrochen bis in die Nähe von Eimbeck erstreckt und deren ursprüngliche weitere Fortsetzung gegen Süden durch die isolierten Schollen des Lias in der Gegend von Göttingen, Kassel, Volkmarsen, Eichenberg und Wabern in Hessen, sowie bei Eisenach, Gotha und Arnstadt*) angedeutet wird. Abgesehen von den inselförmig aus den jüngeren Formationen, namentlich dem Diluvium hervortretenden Partien des Jura bei Hannover, bildet diese Formation den Hauptbestandteil der Höhenzüge, welche sich von Hildesheim bis Goslar und Harzburg erstrecken. Weiter gegen Osten, also in dem hügeligen Landstriche nördlich und nordöstlich vom Harze, zwischen Braunschweig und Magdeburg erscheinen Schichten des Jura als zonenförmige Umgürtungen zahlreicher Inseln älterer, namentlich triadischer Formationen. Von den einzelnen Gliedern des Jura erheben sich die Gebilde des weißen Jura, und unter diesen die namentlich durch ihren oolithischen Charakter ausgezeichneten Kalksteine und felsbildenden Dolomite der Oxfordgruppe zu den erwähnten Höhenzügen, während an deren südlichen Abhängen die meist aus tonigen Gesteinen bestehenden Schichten des Lias und Doggers als schmale Säume zu Tage treten.

---

*) A. v. Koenen, N. Jahrb. 1875. S. 659. — K. v. Fritsch, N. Jahrb. 1870. S. 385. — Heinr. Credner, Ebend. 1839. S. 381; 1842. S. 1; 1860. S. 293. — M. Bauer, Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 782, u. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 28. — F. Moesta, Ebend. 1883. S. 57. — J. G. Bornemann, Ebend. S. 383. — F. Kuchenbuch, Ebend. 1890. S. 74.

Das dritte deutsche jurassische Territorium ist das von Oberschlesien, welches einen Ausläufer des polnischen Juragebietes repräsentiert. Die polnisch-oberschlesische Jurabildung*) nimmt ein Areal von über 400 Quadratmeilen ein, welches freilich zum größten Teile von Diluvialablagerungen bedeckt ist. Sie setzt zunächst den gegen 15 Meilen langen und 1 bis 4 Meilen breiten Höhenzug zusammen, welcher von Krakau bis Czenstochau zusammenhängend sich forterstreckt und sich von da mit Unterbrechungen in nordwestlicher Richtung bis Wielun, ja selbst bis Kalisch aus dem Diluvium hervorhebt. Die Kalke dieses Höhenzuges gehören dem weißen Jura an und werden von den tonig-sandigen Schichten des Kelloway, also des oberen Dogger, unterteuft, welche im Südwesten der ersteren eine von Nordwest nach Südost streichende Zone bilden und direkt auf den obersten Schichten des Keupers aufruhen, während der Lias vollkommen fehlt. Die oberschlesisch-polnischen Juraablagerungen zeigen mit denjenigen Süddeutschlands und namentlich Württembergs eine so große Übereinstimmung in petrographischer und paläontologischer Hinsicht, daß daraus auf einen direkten Zusammenhang der Meeresteile, in welchen die Ablagerungen beider Gegenden sich bildeten, geschlossen werden darf. Diese Verbindungsstraße hat durch das jetzige Elbtalgebirge nach Nordböhmen und von da durch Mähren in der Richtung auf Wien, Linz und Regensburg geführt.

Reste der Ablagerungen innerhalb dieses Kanales sind uns in den Jurafetzen (Kelloway und Malm) der sächsisch-böhmischen Schweiz und der südlichen Lausitz erhalten, welche von dem über den Quader geschobenen Lausitzer Granit aus dem Liegenden in das Hangende des Quaders emporgeschleppt worden sind**).

Als äußerste Vorposten des norddeutschen Juragebietes stellen sich ziemlich zahlreiche isolierte Juravorkommnisse an den Odermündungen ein***). Es sind dies zwar zum größten Teil nur Schollen und Blöcke, die als größere oder kleinere Geschiebe dem Diluvium eingebettet sind (auf Gristow und Wollin) und noch weiter von Norden stammen, zum Teil aber auch anstehende Gesteinsklippen (bei Fritzow, Klemmen, Kammin), deren untere Niveaus dem Dogger, deren

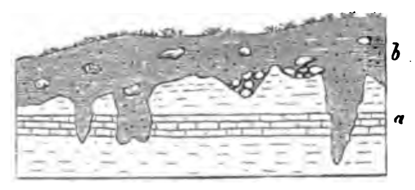


Fig. 472. Jurassische (Ober-Oxford-) Klippen *a* im Diluvium *b*, bei Klemmen in Pommern. (*H. Crd.*)

*) J. v. Simiradzki, Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1889. S. 45.

**) G. Bruder, Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. L. 1885. S. 233. — Lotos. Bd. VII. 1886, und VIII. 1887. — R. Beck, Erl. zu Sekt. Königstein-Hohnstein, zu Sekt. Sebnitz und zu Sekt. Hinterhermsdorf.

***) A. Sadebeck, Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 651. — W. Deecke, Die mesoz. Format. d. Prov. Pommern. Greifsw. 1894. S. 2.

obere Horizonte dem weißen Jura angehören (Fig. 472). Erstere haben eine große Ähnlichkeit mit dem oberschlesischen, letztere eine solche mit dem hannöverschen Jura und repräsentieren den oberen Oxford, sowie die Pteroceras-Schichten der Kimmeridge-Gruppe. Durch ein bei Kammin bis zu 500 m Tiefe niedergebrachtes Bohrloch wurde unter dem Dogger der Lias und zwar bis in den einige schwache Kohlenflötzchen führenden mittleren Lias durchbohrt. Letzterer setzt über die Insel Bornholm (Rönne) bis nach Schonen (Tosterup und Kurremölla) fort.

Bei Kolberg-Bartin in Pommern*) und bei Inowraclaw**), sowie südlich von Thorn tritt oberer Jura isoliert im Bereiche des Diluviums hervor. Ebenso steht in der Gegend von Stralsund unweit Grimmen Jura an. Nach Berendt***) besteht derselbe aus hellblauen Tonen mit flachkugeligen Kalksteinkonkretionen, welche Ammoniten aus der Gruppe der Falciferen (Harpoceras) und zwar solche des obersten Lias und des unteren Dogger führen. Der Jura von Grimmen repräsentiert somit eine Grenzbildung dieser beiden Formationen. Auch bei Dobbertin in Mecklenburg sind anstehende Schichten des mittleren Lias mit Ammonites (Amaltheus) coronatus Quenst. und des obersten Lias aufgeschlossen worden, letzterer bestehend aus Posidonienschiefer und Ton mit Kalkkonkretionen, welche sich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen Insektenresten auszeichnen†). Endlich wurde in Berlin und Hermsdorf der mittlere Lias mit Amm. (Amaltheus) margaritatus d'Orb. in mehr als 90 m Mächtigkeit durchbohrt††).

In England setzen die Schichten des Jura eine breite Zone zusammen, welche sich von Portland und Lyme Regis an der Küste des Kanales in fast genau nördlicher Richtung über Bath, Oxford und Lincoln erstreckt, bis sie bei Whitby nördlich von der Trentmündung die Ostküste erreicht. Alle drei Hauptabteilungen der Formation sind hier und zwar in mitteleuropäischer Fazies entwickelt. Ihre Lagerung ist im allgemeinen eine sehr einfache, indem die Schichten des gesamten Systems flach nach Osten einfallen, so daß an dem Westrande der Jurazone die untersten, weiter östlich die jüngeren Glieder des Jura zu Tage ausgehen; erstere lagern gleichförmig auf dem oberen Keuper auf, letztere werden von der Kreide überlagert. In Schottland sind jurassische Schichten auf die Ost- und Westküste, sowie auf die

*) W. Deecke, Geol. Führer durch Pommern. Berlin 1899. S. 93. — M. Schmidt, Z. d. D. geol. Ges. 1901. S. 29.

**) E. Gallinek, Verh. d. k. Russ. mineralog. Ges. St. Petersburg. Bd. XXXIII. 1896. S. 353.

***) Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 823.

†) Eug. Geinitz, Ebend. 1880. S. 510. — Ebend. 1884. S. 566. — N. Jahrb. 1892. I. S. 166. — Die Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 27. — IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1887, und XIII. Beitr. 1892.

††) G. Berendt und W. Dames, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1890. S. 83.

der letzteren vorliegenden Inseln beschränkt, wo sie einzelne von vulkanischen Decken beschirmte Schollen bilden.

In Frankreich tritt die Juraformation, ebenfalls vertreten durch Lias, Dogger und Malm, in zwei ringförmigen Zonen an die Oberfläche, deren südliche ziemlich vollständig geschlossen ist, während die nördliche gegen den Kanal hin weit geöffnet ist und mit dem englischen Jura in Verbindung gestanden hat. Der südliche Ring umgürtet das granitische Zentralplateau Frankreichs, auf dessen Rändern die jurassischen Schichten aufgelagert sind und von welchen sie allseitig abfallen, so daß der Lias eine innere Zone bildet, Dogger und weißer Jura aber mehr nach außen hin auftreten. Der nördliche Juraring verhält sich gerade umgekehrt, indem alle Schichten nach innen einfallen, also ein flaches Becken bilden, dessen ältere Glieder in der äußeren Umgrenzung, dessen jüngste Schichten mehr nach innen liegen, während das Zentrum desselben von Kreide- und Tertiärbildungen ausgefüllt ist. Dem östlichen Flügel dieses großen Beckens gehören die jurassischen Ablagerungen von Deutsch-Lothringen, namentlich die Landstriche zwischen Metz und Diedenhofen an.

Von Schwaben aus setzt sich die mitteleuropäisch ausgebildete Juraformation in südwestlicher Richtung, also in der Verlängerung der Rauhen Alb über den Rhein in schweizerisches Gebiet fort und bildet hier das Juragebirge, welches von Basel bis Genf reicht und aus einer Anzahl von Parallelketten besteht. Diese verdanken ihren Ursprung einer Faltung der jurassischen Schichten (siehe Fig. 29, S. 67), infolge deren mehr oder weniger steile, langgezogene, zum Teil auf ihrer obersten Wölbung aus einander geborstene Sättel, ja vollständige Überkippungen, verbunden mit Verwerfungen und Überschiebungen (siehe Fig. 131, S. 331), entstanden. Von dem Territorium des schweizer und schwäbischen Jura zog sich eine jetzt zum größten Teil zerstörte Zone jurassischer Ablagerungen in nördlicher und nordwestlicher Richtung nach den jetzigen Vogesen und dem Schwarzwald; die kleinen, isolierten Jurapartien von Langenbrücken, Wiesloch, Freiburg und Kandern auf dem rechten Ufer des Rheines und von Buchsweiler, Rappoltsweiler und Rauffach im Elsaß sind durch Brüche der rheinischen Grabenversenkung (vgl. Fig. 374 auf S. 550) geschützt und erhalten gebliebene Überreste derselben.

Einen nicht unbeträchtlichen Anteil nimmt die Juraformation und zwar in ihrer typischen **äquatorialen** (mediterranen), durch den Reichtum an Phylloceras, Lytoceras, Haploceras und Simoceras gekennzeichneten Fazies an dem Aufbau der Kalkalpen, indem sie sich in Form eines bald schmäleren, bald breiteren Bandes um den Süd-, West- und Nordrand der Alpenkette schlingt. Die Lagerungsverhältnisse des alpinen Jura sind durch wiederholte Knickungen, Zerreißungen, Überkippungen, Verwerfungen und Uberschiebungen der Schichten sehr verwirrt (siehe Fig. 28, S. 67; Fig. 111,

S. 323; Fig. 112, S. 324; Fig. 115, S. 325; Fig. 129, S. 330). Dadurch, sowie durch einen oft auftretenden Metamorphismus des Gesteinsmateriales, ferner durch die Existenz von einander abweichender Lokalfaunen, endlich durch die Lückenhaftigkeit der jurassischen Ablagerungen wird das Studium der letzteren sehr erschwert, doch sind Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Jura nachgewiesen (s. S. 583, 593 u. 603, sowie die Tabelle auf S. 606). Eine eigentümliche Fazies des oberen weißen Jura sind die roten und weißen Kalke mit Terebratula diphya und die Schiefer mit zahlreichen Aptychus-Arten, welche zur tithonischen Etage gehören und typisch bei Trient in Tirol entwickelt sind (siehe S. 603).

Im nördlichen Niederösterreich und in Mähren (Brünn, Stramberg), namentlich aber in den Karpathenländern tritt die hier ebenfalls äquatoriale Juraformation meist nur in kleineren Partien zu Tage, indem sie hier in Form zahlreicher isolierter Klippen aus der Bedeckung von cretaceïschem Karpathensandstein hervorragt. Solche Klippen (siehe Fig. 473)

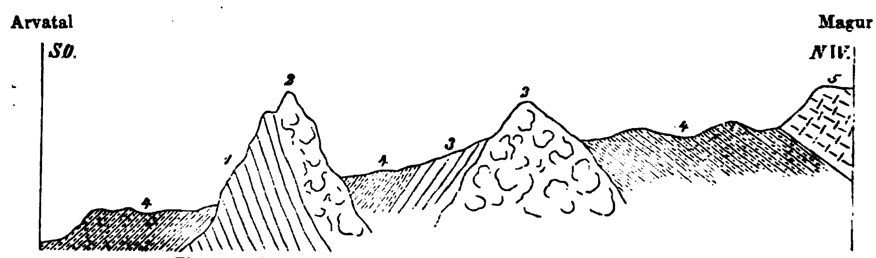


Fig. 473. Jura-Klippen des Lutowa-Tales. Nach *Paul.*
5 oberer, 4 mittlerer Karpathensandstein, 3 Schiefer und Mergel (Neocom), 2 roter, knolliger Ammonitenkalk (Tithon), 1 roter Crinoidenkalk (Dogger).

erscheinen teilweise ganz vereinzelt, häufiger aber sind sie in größerer Zahl zu Gruppen vereinigt, welche oft weit ausgedehnte Züge bilden. So besteht der westkarpathische Klippenzug zwischen Neumarkt und Siebenlinden nach Stache und Neumayr bei einer Breite von 2 km und einer Länge von 100 km aus über 2000 einzelnen Klippen*).

In Rußland gewinnen Kelloway, Oxford, Kimmeridge und Tithon und zwar in **borealer** Fazies innerhalb der weiten Strecken von Polen bis Orenburg und von Kiew bis zur Petschora eine ansehnliche Verbreitung, während Lias und der größte Teil des Doggers fehlen. Beide erstgenannte Stufen zeigen zwar noch eine sehr große Übereinstimmung mit denen Mittel- und Westeuropas, in den höheren Horizonten hingegen greift eine vollständige faunistische Abweichung Platz. Diese Wolga-Stufen**) werden

*) Neumayr, Der penninische Klippenzug. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien. Bd. XXI. S. 451. — V. Uhlig, Die Beziehungen der südl. Klippenzone z. d. Ostkarpathen. Sitzber. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. CVI. Mai 1897. S. 1.

**) S. Nikitin, N. Jahrb. 1886. II. S. 205. — 1889. II. S. 116. — A. Pavlow,

u. a. durch die formen- und individuenreiche Muschelgattung Aucella gekennzeichnet. Während nun Nikitin die obere Wolga-Stufe als bereits zum unteren Neocom gehörig, also das »Volgien« als Äquivalent des obersten Malm und der untersten Kreide auffaßt, parallelisiert Pavlow dasselbe ausschließlich dem Tithon und zwar die untere Wolga-Stufe dem Portland, die obere dem Purbeck. Hiernach würde sich die folgende Gliederung des borealen oberen Malm Zentralrußlands ergeben:

Hangendes: Unteres Neocom mit Olcostephan. versicolor, Amm. (Polyptychites) Keyserlingi u. stenomphalus, Bel. lateralis u. subquadratus, Aucella volgensis u. Keyserlingi.

Oberes Tithon = Purbeck = Obere Wolga-Stufe (Rjasan-Horizont) mit Amm. (Craspedites) nodiger, subditus, Kaschpuricus u. okensis, Bel. lateralis u. russiensis, Aucella mosquensis u. Fischeri. Nach Nikitin = unteres Neocom.

Unteres Tithon = Portland = Untere Wolga-Stufe mit Amm. (Virgatites) virgatus, Amm. (Perisphinctes) Nikitini u. Bleicheri, Bel. absolutus, Aucella Pallasi u. mosquensis.

Oberer Kimmeridge = Virgula-Schichten mit Amm. (Reineckeia) Eudoxus u. pseudomutabilis, Amm. (Aspidoceras) acanthicum, Exogyra virgula, Aucella Pallasi u. Bronni. Pteroceras-Horizont mit Amm. (Cardioceras) alternans, Bel. Panderi, Auc. Bronni.

Im Gegensatze zu dieser borealen Fazies besitzt die Juraformation im südlichen Rußland und am Kaukasus durchgängig einen ausgesprochenen mediterranen Habitus.

In Nordamerika beansprucht man für die versteinerungsleeren oberen Horizonte des New Red Sandstone jurassisches Alter (?), auch die krystallinischen Schiefer, in welchen die goldführenden Gänge Californiens aufsetzen, sollen dieser Formation angehören. Mit Sicherheit ist dieselbe jedoch nur in der Sierra Nevada (mit Ammonites Nevadanus) und im Osten der Rocky Mountains (Colorado, Black Hills, Laramie Mts.) sowie auf Alaska nachgewiesen. Es sind graue oder weißliche mergelige Kalksteine, welche 300 m Mächtigkeit erreichen und Pentacrinus-, Ammonites- (Cardioceras-), Belemnites-, Trigonia-, Nucula- und Rhynchonella-Arten führen, die z. T. auf die boreale Entwickelung der dortigen Juraformation hinweisen. Von Marsh und E. Fraas werden die Atlantosaurus-Beds der Rocky Mountains zum oberen Jura gerechnet und als Landfazies von Oxford, Kimmeridge und Purbeck aufgefaßt. Dieselben zeichnen sich außer durch ihre Führung von Beuteltierresten (Allodon, Ctenacodon, Triconodon, Docodon), durch ihren Reichtum an z. T. riesigen Dinosauriern aus. Hierher

---

Couches jurassiques et crétacées de la Russie. I. Moskau 1889. — N. Jahrb. 1893. I. S. 351. — Quart. Journ. geol. Soc. London. 1896. S. 542. — Guide des Excurs. du VII. Congrès géol. internat., Nikitin. I. S. 2 u. 6, II. S. 16. Pavlow XX. S. 5 u. 15. — N. Bogolslovski, D. Rjasan-Horizont. Materialien z. Geol. Rußlands. Bd. XVIII. St. Petersburg 1896.

gehört Atlantosaurus (über 20 m lang und 10 m hoch), das kolossalste aller bekannten Tiere, ferner Brontosaurus (Fig. 446 S. 597; 15—18 m lang mit winzig kleinem Schädel) sowie Ceratosaurus und Stegosaurus, letzterer auf Hals, Rücken und Schwanz mit hohen vertikalen Knochenplatten.

Überraschend ist die Ähnlichkeit der jurassischen Fauna von Chile und Bolivia mit derjenigen Mitteleuropas (Gottsche, Steinmann, Möricke), während der Jura der zwischen ihnen und Californien gelegenen Länder (Guatemala und Peru), aber auch derjenige des östlich an Chile angrenzenden Argentiniens (Bodenbender, Behrendsen) alpinen, also sog. äquatorialen Habitus aufweist.

Die nördlichsten Vorkommnisse der Juraformation sind diejenigen im nördlichen Sibirien (Lias, Oxford, Wolgastufen, v. Toll), auf Franz Josefs-Land (Dogger, Pompeckj und Nathorst), auf König Karls-Land (Bathonien und obere Wolgastufe, Pompeckj), auf Spitzbergen und Ostgrönland, sowie der St. Patrikinsel (Dogger und Wolgastufe), auf den Aleuten und in Alaska (oberer Lias und Callovien, Pompeckj).

Die Kreideformation.

(Quaderformation, Cretaceïsche Formation.)

Allgemeinere Hauptliteratur

über die deutsche Kreide:

A. v. Strombeck, Gliederung des Pläner im nordwestl. Deutschland. N. Jahrb. 1857. S. 785. — Über den Gault im nordwestl. Deutschland. Z. d. D. geol. Ges. 1861. S. 20; 1890. S. 557. — Über die Kreide von Lüneburg. Ebend. 1863. S. 97.

F. Römer, Die Kreidebildungen Westfalens. Z. d. D. geol. Ges. 1854. S. 99. — Über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes usw. N. Jahrb. 1850. S. 385.

H. v. Dechen, Geol. u. pal. Übers. d. Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 405—500.

H. B. Geinitz, Das Elbtalgebirge in Sachsen. Kassel 1871 u. f. J.

A. Fritsch, Studien im Geb. d. böhmischen Kreideformat. Archiv d. naturw. Landesdurchf. Prag. Bd. IV. No. 1; Bd. V. No. 2; Bd. VII. No. 2; Bd. IX. No. 1.

Frd. Römer, Geologie v. Oberschlesien. Breslau 1870. S. 277—358.

C. W. Gümbel, Geogn. Beschr. d. bayer. Alpengebirges. Gotha 1858—61. S. 517—579.

Außerdem zahlreiche monographische, meist weiter hinten zitierte Abhandlungen von Schlüter, sowie von Beyrich, Böhm, Brauns, Credner, Dames, Elbert, Ewald, Frech, Geinitz, Göppert, Gümbel, Kunth, G. Müller, Römer, Schlönbach, Stolley, Wollemann und anderen.

über die Wealdenformation:

W. Dunker und H. v. Meyer, Die norddeutsche Wälderbildung. Braunschweig 1846.

Heinr. Credner, Über die Gliederung der ob. Juraf. und der Wealdenbildung im nordwestl. Deutschland. Prag 1863.

A. Schenk, Die fossile Flora der nordwestdeutschen Wealdenformation. Kassel 1871.
C. Struckmann, Die Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover. Hannover 1880. — Ders., Grenzschichten zwischen Hilston und Wealden. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1889. S. 55. — Ders., Wealdenbildungen von Sehnde. N. Jahrb. 1891. I. S. 117.
H. Grabbe, Die Schaumburg-Lippesche Wealden-Mulde. Göttingen 1883.
W. Wunstorf, Geol. Verh. des kleinen Deisters, Nesselberges und Osterwaldes. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1900. S. 26.
A. v. Koenen, Über das Alter des norddeutschen Wealden. Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1899. S. 311.

Petrographischer Charakter. Kaum irgend ein anderes Schichtensystem besitzt einen so wechselnden und mannigfaltigen petrographischen Charakter, wie die Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten. In der einen Gegend besteht sie aus weißer Schreibkreide und Grünsanden, in einer anderen fast ausschließlich aus Sandsteinen und in einer dritten aus mergeligen Kalksteinen, kalkigen Mergeln und plastischen Tonen. Die Unbeständigkeit des Gesteinscharakters dieser Formation hatte die Verschiedenartigkeit ihrer Bezeichnungsweise zur Folge. Kreideformation nannte man sie, weil in England und Nordfrankreich, wo man sie zuerst erkannt und studiert hatte, die weiße Schreibkreide als eins der wesentlichen und charakteristischen Glieder hervorragt, — Grünsandformation, weil in eben jenen Gegenden, sowie in Westfalen und Nordamerika, glaukonitische Mergel eine wesentliche Rolle in ihrer Zusammensetzung spielen, — und endlich Quaderformation, weil sie in Sachsen, Böhmen und Schlesien vorwaltend aus Quadersandsteinen gebildet wird. Bei so wechselndem petrographischem Charakter der unter diesen Namen verstandenen Formation sind es allein ihre organischen Reste, welche die Identifizierung und Parallelisierung der hierher gehörigen Schichtenreihen ermöglichen (S. 361).

Von den verschiedenen Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten teilnehmen, sind folgende hervorzuheben: die Quadersandsteine, die in vielen Gebieten das vorwaltende Material der hierher gehörigen Schichtenreihe geliefert haben. Sie sind bald fein-, bald grobkörnig, zuweilen krystallinisch, gehen mitunter, und zwar namentlich nach ihrer Basis zu, in grobe Konglomerate über und besitzen ein bald toniges, bald kieseliges, auch wohl eisenschüssiges Bindemittel. Zuweilen fehlt letzteres vollständig, so daß, wie z. B. bei Freiberg, in Belgien, bei Aachen, namentlich aber in New-Jersey in Nordamerika, lose Quarzsande und -kiese entstehen, welche mächtige Ablagerungen bilden können. Eine ganz eigentümliche Varietät des Sandsteines sind die Grünsandsteine oder glaukonitischen Sandsteine, welche ihren Namen von den eingestreuten Glaukonitkörnchen und ihrer dadurch bedingten grünen Färbung erhalten haben. Die Schichtung

der Kreidesandsteine ist oft eine sehr weitläufige, und da sich zu ihr häufig eine vertikale Zerklüftung gesellt, so entstehen quaderförmige oder pfeilerartige Absonderungen, daher der Name Quadersandstein. Nächst ihnen spielen mergelige Kalksteine und Mergel die wichtigste Rolle in der Kreideformation. Sie sind meist grau oder gelblich weiß, gewöhnlich dünnschichtig und zum Teil so reich an grünen Glaukonitkörnern, daß man sie als Glaukonitmergel bezeichnet. Außer diesen letzteren gehört der Pläner zu den wichtigsten Varietäten der cretaceïschen kalkig-mergeligen Gesteinsreihe. Er ist ein lichtgrauer, mehr oder weniger toniger, oft glaukonitischer Kalkstein mit feinerdigem Bruch. Ferner der Kreidemergel, ein weißer oder hellgrauer, feinerdiger und weicher, oft glaukonitischer Mergel, — der Flammenmergel, ein grauer, von dunkelen Streifen und Flammen durchzogener, quarzsandreicher, schieferiger Mergel. An die mergeligen Kalksteine schließen sich reine, zum großen Teile dichte Kalksteine und endlich die verschiedenen Varietäten der Schreibkreide an, deren Hauptmaterial aus feinen, erdigen Molekülen von kohlensaurem Kalk, mikroskopisch kleinen Foraminiferen und Coccolithen (s. S. 170) besteht. Die weiße Schreibkreide gehört dort, wo sie überhaupt auftritt, einer der oberen Stufen der Kreideformation (Turon und Senon) an. Bei Mastricht auf der belgisch - holländischen Grenze wird dieselbe von einem lockeren und zerreiblichen Kalkgebilde überlagert, welches fast ausschließlich aus Fragmenten und feinem Schutt von Bryozoen, Foraminiferen, Echinodermen und Mollusken besteht und Kreidetuff genannt wird. In Dänemark tritt als oberstes Glied der Kreideformation eine wesentlich aus Korallenfragmenten zusammengesetzte Kreidebildung (Korallenkreide) auf. Die weiße Schreibkreide ist das Muttergestein der Feuersteine, welche in lagenweise geordneten, isolierten, bizarr geformten Knollen die oft außerordentlich gewundene Schichtung der Kreide andeuten und wie schwarze Perlschnuren auf dem weißen Grunde hervortreten, sich jedoch auch in Form zusammenhängender Lagen und Schichten einstellen.

Neben den sandigen und kalkigen Gebilden der cretaceïschen Formation gewinnen auch Tone und Schiefertone eine größere Bedeutung, und zwar nicht allein ihrer bedeutenden Mächtigkeit wegen, sondern namentlich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen organischen Resten. Gewisse Schichtenkomplexe und zwar vorzüglich der unteren Kreideformation (Wealdenton, Hilston, Gault) bestehen fast ausschließlich aus derartigen Gesteinen. Wie die Sandsteine, Kalksteine und Mergel, sind auch sie sehr häufig glaukonitisch. Die glaukonitischen Gesteine der Kreide, namentlich der Glaukonitmergel, erhalten nicht selten einen hohen technischen Wert durch ihre Verwendbarkeit als ausgezeichnetes Düngemittel. Dies ist namentlich in New-Jersey der Fall, wo neben 6 bis 7 Prozent Kali haltendem Glaukonit nadelkopfgroße Körnchen von phosphorsaurem Kalk, sowie

staubartige Teilchen von Vivianit in der feinerdigen kalkigen Mergelgrundmasse auftreten, so daß die große Düngkraft dieser Glaukonitmergel auf ihrem Kali- und Phosphor- und kohlensaurem Kalkgehalte beruht.

Unter den übrigen, ihrer Mächtigkeit nach untergeordneten, aber technisch nutzbaren Formationsgliedern der Kreide sind Steinkohlen und Eisenerze hervorzuheben. Erstere gewinnen, wenn man von einigen ganz unbedeutenden Vorkommen bei Niederschöna in Sachsen (Cenoman), am Altenberg bei Quedlinburg (Senon), sowie Wenig-Rackwitz und Ottendorf in Schlesien absieht, namentlich als sogenannte Wealdenkohle für den Nordwesten Deutschlands Wichtigkeit, wo dieselben am Deister, Osterwald, in Bückeburg und Schaumburg das Objekt eines ausgedehnten Bergbaues sind. Die meisten dieser Kohlen zeigen die Eigenschaften einer echten bituminösen Steinkohle der produktiven Steinkohlenformation, sind jedoch aus der Vermoderung von Coniferen und Cycadeen hervorgegangen. Abbauwürdige Eisenerze der deutschen Kreideformation sind z. B. bei Peine in Hannover bekannt, wo zusammengeschwemmte, dem mittleren Gault entstammende, nuß- bis faustgroße Geschiebe von Brauneisenstein, die durch feineren Schutt desselben Erzes verbunden sind, eine der obersten Kreide angehörige, 4—5 m mächtige Lagerstätte bilden. Ganz ähnlich ist das Eisensteinvorkommen von Salzgitter, nur gehört es dem untersten Niveau der Kreide, dem Neocom, an und besitzt 10—30 m Mächtigkeit. Es besteht aus erbsen- bis nußgroßen Kügelchen nebst größeren scharfkantigen und eckigen Stücken von Brauneisenerz. Dieselben stammen, wie die zahlreich zwischen ihnen vorkommenden abgeriebenen und gerollten jurassischen Versteinerungen beweisen, von den Sphärosideritnieren des Lias und Dogger ab, welche durch das Neocom-Meer zusammengeschwemmt und durch gegenseitige Reibung zerkleinert und abgerundet wurden. Auch an anderen Lokalitäten (so namentlich am Nordabfalle der Karpathen) umschließt die unterste Kreide zusammenhängende Flötze oder lagenweise nebeneinander liegende Konkretionen von Brauneisenstein. Phosphoritknollen finden sich in sämtlichen Unterabteilungen der Kreideformation, z. B. des Hügellandes am nördlichen Harzrande (Halberstadt-Peine-Braunschweig), sowie in der russisch-baltischen Kreidezone, auf primärer und sekundärer Lagerstätte*).

Paläontologischer Charakter der Kreide. An vegetabilischen Überresten ist die Kreideformation als eine größtenteils marine Bildung im allgemeinen arm, nur einige wenige Horizonte des gesamten Schichtensystemes und einzelne seiner Verbreitungsgebiete sind reich an Pflanzenresten. Nach diesen zu urteilen, schloß sich der Gesamtcharakter der cretaceïschen Flora

---

*) H. Credner, Die Phosphoritknollen usw. Abh. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. XXII. No. I. Leipzig 1895.

während der ersten Hälfte der Kreideperiode innig an den der jurassischen an. Es sind wesentlich dieselben Geschlechter der Farne, Cycadeen und Coniferen, welche aus dem Jura, ja bereits aus dem Rhät bekannt sind. Zu ihnen gesellen sich jedoch sowohl in Südeuropa (Portugal), wie auch, und zwar namentlich, auf dem nordamerikanischen Kontinente (hier in der dem Neocom und Gault entsprechenden Potomac-Gruppe) bereits zahlreiche Gattungen und Arten von Laubhölzern, so Sassafras, Ficus, Quercus, Salix, Populus, Laurus u. a., ferner eine Anzahl ausgestorbener, aber an heute lebende Geschlechter erinnernder, noch wenig scharf ausgeprägter Formen (Sammeltypen). Fast überall in der alten Welt hingegen erscheinen Laubhölzer erst in der oberen Kreide (im Cenoman) und zwar mit den Blättern von Credneria (Fig. 474), Salix, Acer, Quercus, Ficus, Laurus, Sassafras, Magnolia u. a., während zugleich die Farne sparsam werden und Cycadeen und die rein tropischen Formen der Coniferen mehr und mehr zurücktreten. Berühmte Fundorte von Angiospermen innerhalb der europäischen oberen Kreide sind Haldem und Legden in Westfalen, Niederschöna in Sachsen, Perutz u. a. O. in Böhmen, Kieslingswalde in Schlesien, Blankenburg und Quedlinburg am Harz, Aachen in Rheinpreußen.

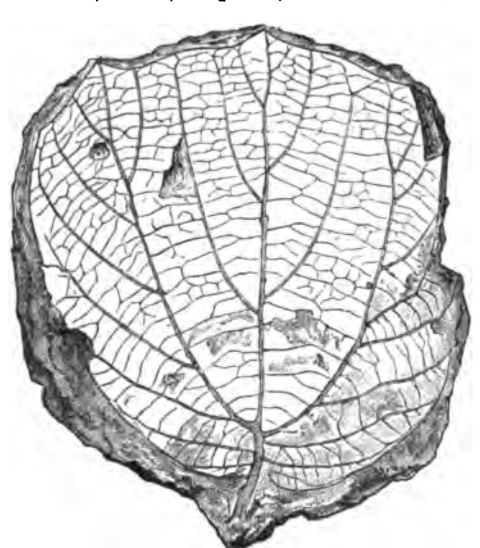


Fig. 474. Credneria triacuminata Hampe. Obere Kreide.

Es wurde oben betont, daß die Kreideformation wenigstens innerhalb Europas eine fast ausschließlich marine Bildung sei; wie jedoch später eingehender gezeigt werden wird, ist der normale marine Schichtenkomplex der Kreideformation nicht in allen Verbreitungsgebieten derselben zur Ausbildung gelangt, vielmehr wird ihr unterster Horizont in verschiedenen Gegenden durch eine Sumpf- und Brackwasserbildung, die Wealdenformation, ersetzt. Die Einleitung zu einer solchen erblickt man bereits in den Hebungen, die sich lokal am Ende der Jurazeit auf dem jurassischen Meeresgrunde betätigten, und durch welche die Brackwasserbildungen des Purbeck (siehe S. 604) bedingt wurden. Infolge dieser Niveauveränderungen wurde das mit Purbeckablagerungen bedeckte Areal zu einem morastigen, lagunenreichen Küstenstriche gehoben und erzeugte auf diesem

eine üppige Flora von Cycadeen, Coniferen und Farnen, welche das Material der Wealdenkohle lieferten, und deren wohlerhaltene Reste uns in den die Flötze begleitenden Schiefertonen überliefert worden sind, genau wie es in der produktiven Steinkohlenformation der Fall ist (siehe S. 480 u. f.). Bei Besprechung der Wealdenflora wird gezeigt werden, daß sie sich eng an diejenige des Jura anschließt.

Die Hauptmomente der Entwickelung des tierischen Lebens im Verlaufe der Kreideformation sind folgende. Die Foraminiferen erscheinen in enormer Anzahl, nehmen einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der weißen Schreibkreide und sind überhaupt in den obersten Niveaus der Formation sehr häufig. Die Glaukonitkörner, welche manche Sandsteine, Mergel und Kalksteinschichten ganz anfüllen, sind zum Teil nichts als die Steinkerne von Foraminiferen. Neben einer Unzahl mikroskopischer Formen fallen zahlreiche Vertreter der Geschlechter Textularia, Frondicularia, Nodosaria, Siderolithes, Orbitulina durch die Zierlichkeit ihres Baues ins Auge. Daneben erscheinen Globigerina, Orbitoides, Miliola, Nonionina und Operculina. Die Spongien erhalten einen noch größeren Formenreichtum wie die der Jurazeit. Vorzüglich besitzen die Hexactinelliden und Lithistiden in der oberen Kreideformation Repräsentanten von außerordentlich zierlicher und gefälliger Gestalt, so namentlich das schirmartige Coeloptychium, ferner Ventriculites, Coscinopora, Siphonia, Jerea u. a. Die Korallen kommen verhältnismäßig weniger zur Geltung als im Jura; ausgedehnte Korallenriffe und -bänke, wie sie für diese Formation bezeichnend sind, sind auf die oberste Stufe der dänischen Kreide (Korallenkalke von Faxe) und auf die alpinen Gebiete beschränkt. Die vorkommenden Arten gehören vorzüglich den Geschlechtern Cyclolites, Micrabacia, Trochosmilia, Heterocoenia, Astrocoenia, Latimaeandra, Calamophyllia, Thamnastraea, Cladocora, Heliopora u. a. an. Die Echiniden erreichen in der Kreide das Maximum ihrer Entwickelung durch eine sehr reichhaltige Entfaltung ihrer Genera, Spezies und Individuen, namentlich der bilateral-symmetrischen Seeigel und unter diesen vorzüglich der Holasteriden und Spatangiden. Die Gattungen Ananchytes, Galerites, Discoidea, Holaster, Epiaster, Hemiaster, Micraster und Toxaster, ferner die regulären Salenia, Cidaris, Pseudodiadema und Cyphosoma gehören zu den charakteristischsten Formen. Unter den Crinoiden besitzt Marsupites für die obere Kreide besondere Bedeutung.

Die Brachiopoden sind noch durch so zahlreiche Formen in der Kreide vertreten, daß sich beim Vergleiche derselben mit denen des Jura eine Abnahme ihrer Zahl kaum wahrnehmen läßt. Ihre Gattung Rhynchonella produziert ebenso zahlreiche wie riesige Arten, die von einer Schar Varietäten umgeben sind; Terebratula, Terebratella, Magas, Megerlea, Lyra, Trigonosemus, Crania, Thecidea besitzen ebenfalls größere Häufigkeit. Die

korallenähnlichen Stöcke der Bryozoen liefern einen staunenswerten Reichtum an Formen und spielen dadurch eine besonders wichtige Rolle, daß sie in manchen Niveaus der Kreide (Kreidetuff von Mastricht und New-Jersey) das fast ausschließliche Schichtenmaterial geliefert haben. Von den Zweischalern liefern neben Ostrea sowohl Exogyra wie Gryphaea und Alectryonia eine Anzahl Leitfossilien; ähnliches gilt von Pecten und Trigonia. Zu den wichtigsten Kreidezweischalern aber gehören die zahlreichen Arten von Inoceramus, welche die trefflichsten Leitfossilien für die einzelnen Stufen der norddeutschen Kreide liefern, und über deren Verteilung auf diese letzteren C. Schlüter*) nachstehende tabellarische Übersicht gibt.

Art der Inoceramen	Neocom	Gault	Cenoman	Turon	Emscher Mergel	Lobatus-Schichten	Quadraten-kreide	Mucronaten-kreide
In. Ewaldi Schlüt.	—	+						
In. concentricus Park	—	+						
In. sulcatus Park	—	+						
In. orbicularis Münst.	—	—	+					
In. virgatus Schlüt.	—	—	+					
In. labiatus Schloth.	—	—	—	+				
In. Brongniarti Sow.	—	—	—	+				
In. inaequivalvis Schlüt.	—	—	—	+				
In. latus Sow.	—	—	—	+				
In. cuneatus d'Orb.	—	—	—	+				
In. undulatus Mant.	—	—	—	+				
In. Cuvieri Sow.	—	—	—	+	+			
In. involutus Sow.	—	—	—	—	+			
In. digitatus Sow.	—	—	—	—	+			
In. radians Schlüt.	—	—	—	—	+			
In. subcardissoides Goldf.	—	—	—	—	+			
In. gibbosus Schlüt.	—	—	—	—	+			
In. cardissoides Goldf.	—	—	—	—	—	+		
In. lobatus Münst.	—	—	—	—	—	+		
In. Cripsi Mant.	—	—	—	—	—	+	+	+

Höchst charakteristisch sind ferner für die Kreide die Hippuriten oder Rudisten und ihre Verwandten (Hippurites, Sphaerulites, Radiolites, Requienia, Caprotina, Caprina), von denen jedes einzelne Individuum ein Beweismittel für cretaceïsches Alter ist. Dieselben füllen mit ihrer wuchernden, fast bis zum Ausschluß aller anderen organischen Formen gehenden Üppigkeit der Individuen namentlich die nach ihnen genannten Caprotinen- und Hippuritenkalke des südlichen Europas und Amerikas an. Die größte

*) Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 735; — u. Palaeontographica. 1877.

Bedeutung aber für die Kreideperiode besaßen die Ammoniten und Belemniten*), welche erstere im Verlaufe derselben zu einer großartigen, aber ganz eigentümlichen Entfaltung gediehen, am Schlusse derselben aber gänzlich erloschen. Die bis dahin spiralig in einer Ebene eingewickelten Gehäuse winden sich spiralig im Raume (Turrilites), strecken sich geradlinig (Baculites), krümmen sich bogen-, haken- oder krummstabähnlich (Toxoceras, Scaphites, Hamites, Ptychoceras) oder ziehen sich wenigstens so auseinander, daß ihre einzelnen Umgänge sich nicht mehr berühren (Crioceras, Ancyloceras). Von den normal eingerollten Ammoniten gehören Hoplites, Desmoceras, Acanthoceras, Schloenbachia, Pachydiscus und Phylloceras zu den verbreitetsten Geschlechtern. Dieser ganze Formenreichtum, sowie die Fülle der Belemniten erlischt mit der Kreide, — die Familie der Belemniten mit den eigentümlichen Gattungen Belemnitella und Actinocamax.

Von Crustaceen treten in der Kreideperiode neben langschwänzigen Decapoden (z. B. Glyphaea, Calianassa, Podocrates, Hoploparia) und Cirripedien (z. B. Scalpellum und Pollicipes) die ersten echten Krabben auf.

Fischreste sind in der Kreide ziemlich häufig. Sie gehören vorzugsweise den Knorpelfischen an, von welchen namentlich die breiten Mahlzähne von Ptychodus (Fig. 475) Interesse verdienen, weil sie nur aus der Kreide bekannt sind. Die scharfen, schneidigen und spitzen Haifischzähne, die sich an manchen Aufschlußpunkten der Kreide nicht selten finden, stammen von den Geschlechtern Lamna, Oxyrhina, Otodus und Corax. Die bis dahin so gewöhnlichen Ganoiden haben rasch abgenommen und sind auf wenige Arten beschränkt, dahingegen erscheinen Vertreter der in der Jetztwelt dominierenden Cycloid- und Ctenoidschupper, also der echten Knochenfische, zuerst in größerer Häufigkeit und Mannigfaltigkeit. Berühmte Fundstellen sind die Baumberge bei Münster und Sendenhorst (Agassiz, v. d. Mark, Schlüter, Palaeon-

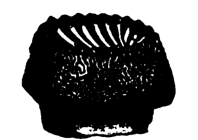


Fig. 475. Ptychodus latissimus Ag.

Fig. 476. Platecarpus, ein Mosasauride. Restauriert. Nach *Merriam.*

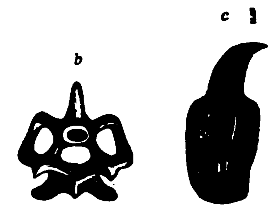
*) C. Schlüter, Die Cephalopoden d. oberen deutschen Kreide. Kassel 1871—77; sowie Z. d. D. geol. Ges. 1876. S. 457. — M. Neumayr u. V. Uhlig, Über Ammonitideen aus d. Hilsbildungen Norddeutschlands. Palaeontogr. Bd. XXVII. 1881. S. 129.

tographica 1863 und 1868). Reste von Reptilien sind in der Kreideformation seltener als im Jura, wo ihre Blütezeit war. Es zeigen sich noch einige Nachzügler von Plesiosaurus, Ichthyosaurus und Pterodactylus, dagegen sind Crocodilier und Schildkröten häufig. Zu ihnen gesellen sich Mosasaurus und Platecarpus (Fig. 476), riesige, langgestreckte, fast schlangenähnliche Meeressaurier. Die Dinosaurier sind in Europa durch riesige Arten von Iguanodon, Hylaeosaurus, Hadrosaurus und Megalosaurus vertreten.

Von Vögeln sind bis jetzt in der europäischen Kreide nur seltene und geringfügige Reste (in England Enaliornis, in Schonen Scaniornis, in Böhmen Cretornis) gefunden. Um so wichtiger ist die reiche Ausbeute an Vogelresten, welche Marsh in der Kreide von Nordamerika, und zwar von Kansas, gemacht hat*). Die cretaceïschen Vögel von Kansas tragen sämtlich Zähne in den Kiefern und wurden deshalb Odontornithen genannt. Von diesen war Hesperornis (Fig. 477) ein Schwimmvogel mit nur stummelförmigen Vorderextremitäten und deshalb ohne Flugvermögen, also eine Ratite, jedoch die langen, schmalen Kiefer mit scharfen, gekrümmten Zähnen, welche in einer fortlaufenden Rinne stehen. Mit ihr ist Coniornis nahe verwandt. Ichthyornis, eine mövenähnliche Carinata, besaß ausgezeichnetes Flugvermögen, Zähne in getrennten Höhlen und bikonkave Wirbel wie bei Fischen und gewissen Reptilien (Fig. 478 *a*, *b*, *c*).



Fig. 477. Hesperornis regalis Marsh.



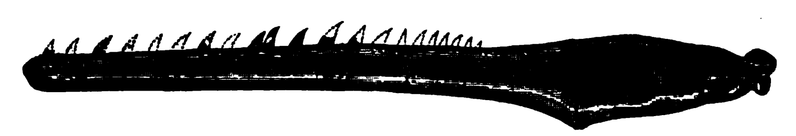


Fig. 478 *a* und *b*. Ichthyornis dispar Marsh.
a linker Unterkiefer, *b* einzelner Wirbel, *c* Zahn von Hesperornis.

*) O. C. Marsh, Odontornithes. A Monograph on the extinct toothed birds of North-America. 34 Taf. New-Haven 1880. — W. Dames, Archaeopteryx. Berlin 1884. S. 70.

Die Säugetiere sind auch noch in der Kreide ausschließlich durch kleine Beuteltiere vertreten, so namentlich in den obercretaceïschen Schichten des Westens von Nordamerika.

Südliche und nördliche Kreidefazies. Ganz abgesehen von der doppelten, bald rein marinen, bald limnischen oder terrestren Ausbildung der untersten Kreide als Neocom und Wealden und der dadurch bedingten Verschiedenartigkeit der Faunen und Floren dieser Schichtenkomplexe, zeigt es sich, daß die Kreideformation, als Ganzes betrachtet, in zwiefacher Weise, und zwar in ihren südlichen Territorien ganz anders wie in ihren nördlichen, zur Entwickelung gelangt ist, indem ihr paläontologischer Charakter, ähnlich wie dies nach Neumayr u. a. bereits bei der Juraformation der Fall war (siehe S. 609), infolge von klimatischen Verschiedenheiten einen diesen Klimazonen entsprechenden verschiedenartigen Habitus aufweist. Der Hauptunterschied beider Faunen beruht darin, daß in die Kreide des Südens die fast ausschließliche, aber um so mannigfaltigere und großartigere Entwickelung der merkwürdigen Familien der Rudisten, Caprinіden und Caprotinen fällt, welche der Norden weit kümmerlicher hervorgebracht hat, so das Senon Westfalens, des Harzrandes, des südlichen Schwedens, das sächsisch-böhmische Turon und Cenoman. Der Reichtum der südlichen Kreide an derartigen Zweischalern ist ein erstaunlicher und übertrifft fast den der Korallen im Jura, indem erstere ähnlich wie diese ganz gewaltige Komplexe von felsbildenden Kalksteinbänken zusammensetzen. Zu ihnen gesellen sich riffbauende Korallen und Gastropoden (Nerinea, Actaeonella), ferner die aus dem Jura heraufsteigenden Ammonitengeschlechter Lytoceras, Phylloceras und Haploceras, sowie die sog. Kreide-Ceratiten (Buchiceras), welche der nördlichen Kreide meist fremd sind. Die letztere zeichnet sich im Gegensatze zu der südlichen durch die Mannigfaltigkeit der Formen und die große Anzahl der Individuen von Ammoniten und Belemnitellen sowie von Inoceramen aus. Die Verbreitungszone der Kreide mit südlichem Habitus erstreckt sich von Portugal durch die Pyrenäen, das südliche Frankreich, beide Seiten der Alpen entlang, durch Nordafrika, Palästina, Syrien, Kleinasien und von da östlich bis Afghanistan und Indien, — die der nordischen Kreide von England durch Nordfrankreich und Norddeutschland, sowie das südliche Schweden. Ebenso sind in Amerika die Hippuritenkalke auf Columbia, Mexiko, Westindien, Alabama und Texas beschränkt, während sie weiter nördlich, in California, Nevada, Dakota, Kansas, Tennessee und New-Jersey fehlen.

Gliederung der Kreideformation. Wesentlich nach dem Vorgange d'Orbigny's gliedert man die Kreide in folgende Hauptabteilungen:

II. obere Kreide
3. **Senon,**
2. **Turon,**
1. **Cenoman,**

I. untere Kreide
2. **Gault,**
1. **Neocom** oder **Hils,** nebst **Wealden.**

I. Die untere Kreide.

1. Neocom oder Hils nebst Wealden.

Im nordwestlichen Deutschland besteht der Hils aus Kalksteinen, Konglomeraten und Tonen (Hilstonen), welche jedoch auch, so z. B. am Teutoburger Walde und in den Gildehäuser Bergen, durch Sandsteine vertreten sein können (diese oft reich an Nadeln von Kieselspongien), in Österreich,

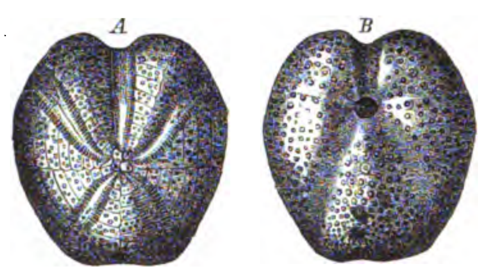


Fig. 479. Toxaster complanatus Ag. *A* von oben, *B* von unten.

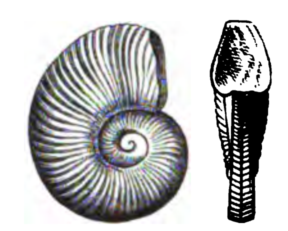


Fig. 481. Ammonites (Hoplites) noricus Schloth.

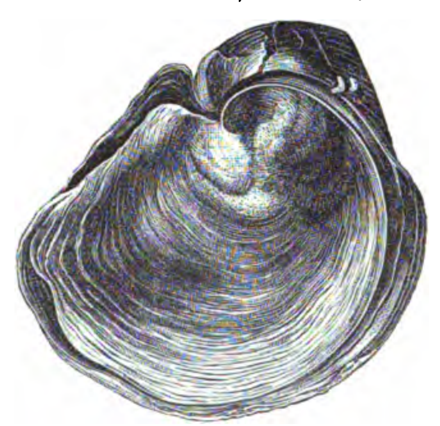


Fig. 480. Exogyra sinuata Sow.



Fig. 482. Crioceras Duvali Lev.

Aus dem Neocom.

Oberschlesien aus Mergelschiefern mit untergeordneten, dünngeschichteten Kalksteinen, in England und im nördlichen Frankreich aus glaukonitischen

Mergeln und Sandsteinen (lower greensand), sowie aus graublauen Tonen. In diese Stufe gehören auch die z. T. 30 m mächtigen Eisensteinablagerungen von Salzgitter. Das Neocom wird in fast allen seinen Verbreitungsgebieten durch folgende organische Reste kenntlich gemacht: Toxaster complanatus Ag. (= retusus Lam.) (Fig. 479), Pyrina pygaea Desh., Terebratula oblonga Sow., Rhynchonella depressa Sow., Terebratula tamarindus Sow., Exogyra Couloni d'Orb. (= Exog. sinuata Sow.) (Fig. 480), Pecten crassitesta Röm., Avicula macroptera Sow., Thracia Phillipsi Röm., Belemnites subquadratus Röm., Bel. jaculum Phil. (= pistilliformis d'Orb.), Ammonites (Hoplites) noricus Schloth. (Fig. 481), Amm. (Hoplites) radiatus Brug., Amm. (Olcostephanus) asterianus d'Orb., Amm. (Olcosteph.) Keyserlingi Neum., Crioceras Duvali Lév. (Fig. 482).

Das oberste Niveau des Neocom repräsentieren die Tone mit Crioceras Emerici Lév. (Crioceras-Schichten).

In den Bemerkungen über den Purbeck und über den paläontologischen Charakter der Kreide (S. 604 und 622) ist bereits betont worden, daß am Ende der Juraperiode größere Regionen des damaligen Meeresgrundes über den Spiegel der See gehoben wurden, ein Vorgang, welcher zunächst die Gebilde des Purbeck produzierte und in seinem weiteren Verlaufe die Ablagerung derjenigen Delta- und Morastbildungen bedingte, die wir Wealdenformation nennen.

Die **Wealdenformation** überlagert konkordant die obersten, selbst bereits limnischen Schichten des Jura, den Purbeck (S. 604), und wird von den Tonen und Sandsteinen des marinen Neocom bedeckt (Fig. 483). Sie

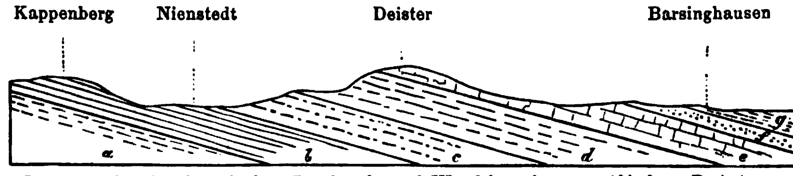


Fig. 483. Profil durch den Purbeck und Wealden des westlichen Deisters. Nach *Heinrich Credner*.

g Hilston, marines Neocom,
f Wealdenton } Wealden,
e Wealdensandstein } Wealden,
d Serpulit } Purbeck,
c Münder Mergel } Purbeck,
b Eimbeckhäuser Plattenkalke, oberer Portland,
a Kimmeridge und unterer Portland.

ist also ein Äquivalent und zwar wesentlich eine Deltafazies des untersten Neocom, die infolge einer nach ihrer Ablagerung eingetretenen Senkung unter den Meeresspiegel wieder von den marinen Sedimenten des nächstjüngeren Neocom (des Valanginien) überlagert wurde. In allen denjenigen Arealen, wo keine Hebungen des Meeresgrundes stattfanden, ist die Wealdenformation natürlich nicht zur Ablagerung gelangt, vielmehr hat die Bildung mariner Sedimente ihren ununterbrochenen Fortgang genommen, — eine

Erscheinung, für die wir bereits in der carbonischen und permischen Formation ein Analogon besitzen, wo z. B. im Westen Nordamerikas auf den unteren der obere Kohlenkalk und auf diesen direkt der Zechsteinkalk folgt, während an anderen Punkten, an denen eine Oszillation des Meeresbodens stattfand, die Land- und Sumpfbildung der produktiven Steinkohlenformation zwischen die marinen Komplexe des unteren Kohlenkalkes und des Zechsteines zwischengelagert ist. Die Aufeinanderfolge der aus ähnlichen geologischen Vorgängen resultierenden Schichtensysteme des obersten Jura und der untersten Kreide ist demnach von unten nach oben gelesen:

Rein marine Gebilde	Durch limnische und terrestre Gebilde unterbrochene marine Schichtenreihe	
Höhere Stufen des Neocom	Marines Neocom	↓ Senkung
	Wealdenton, brackisch	
Unterstes Neocom	Wealdensandstein und -kohle, Sumpf- und Landbildung	
Tithon (Portland)	Purbeck, litoral, brackisch und limnisch	↑ Hebung
	Unterer Portland, marin	

Die echte Wealdenformation ist nur in zwei Distrikten bekannt, in England (Kent, Sussex, Essex), von wo aus sie nach Belgien und Frankreich in die Umgebung von Boulogne übersetzt, und im nordwestlichen Deutschland, wo sie in dem Landstriche zwischen Helmstedt im Herzogtum Braunschweig und Bentheim, nahe der holländischen Grenze, an sehr vielen Punkten zu Tage ausgeht und namentlich an der Zusammensetzung des Teutoburger Waldes, des Deister, Osterwald, Süntel, der Bückeburger Berge einen wesentlichen Anteil nimmt.

Die Wealdenformation besteht aus zwei Gliedern, einem unteren sandigen und einem oberen tonigen. Das erstere wird in Deutschland als Wealden- oder Deistersandstein, in England als Hastingssand, — das zweite als Wealdenton oder Wealdclay bezeichnet.

Der deutsche Wealdensandstein oder Deistersandstein, ein lichtgelber oder graulicher, feinkörniger Sandstein, bildet in zum Teil über 3 m starken Bänken einen bis 180 m mächtigen Schichtenkomplex, aus welchem in zahlreichen Steinbrüchen ein ausgezeichnetes Baumaterial gewonnen wird. Stellenweise, so am nordwestlichen Deister, beginnt diese Stufe mit dunkelen Schiefertonen. Solche schalten sich auch zwischen den Sandsteinkomplex ein und sind dann zum Teil reich an Pflanzenresten. Zugleich schieben sich mehrere, z. B. am Deister 15 Flötze von mehr oder weniger reiner, bituminöser, schwarzer, stark glänzender Steinkohle ein, welche der Mehrzahl nach nur 0,07—0,20 m mächtig sind, während andere 1, ja über 2 m Mächtigkeit erreichen und deshalb Abbauwürdigkeit besitzen, so

daß auf ihnen (so am Osterwald, am Deister, bei Obernkirchen, bei Borgloh) ein ziemlich bedeutender Bergbau umgeht. Diese Kohle ist zweifelsohne von denselben Coniferen, Cycadeen und Farnen gebildet worden, deren Überreste so häufig in den sie begleitenden Schiefertonen vorkommen.

Nach Schenk besteht die Vegetation des deutschen Wealden ausschließlich aus Gefäßkryptogamen und Gymnospermen, während Dicotyledonen noch vollständig fehlen. Die Gefäßkryptogamen gehören den Equisetaceen, Farnen und Marsiliaceen an, von welchen die ersteren durch Equisetum, die Farne ebenfalls durch Gattungen, welche bereits für das Rhät, den Lias, den braunen und weißen Jura charakteristisch waren, so durch Pecopteris, Baiera, Oleandridum, Laccopteris, Sagenopteris, Dictyophyllum repräsentiert sind. Eine ebenso scharf ausgeprägte Verwandtschaft mit rhätischen und jurassischen Formen, wie bei den Farnen, macht sich bei den Cycadeen des Wealden in einer Anzahl Anomozamites-, Pterophyllum-, Podozamites-Arten geltend. Die Coniferen treten, was ihre Artenzahl betrifft, im Vergleiche mit Farnen und Cycadeen stark in den Hintergrund, wenn sie ihnen auch an Individuen-Reichtum nur wenig nachstehen, indem sie einen Hauptanteil an der Bildung der Wealdenkohle genommen haben. In dieser Beziehung ist namentlich Abietites Linki Röm. zu nennen. Der Gesamtcharakter der Wealdenflora ist nach dem oben Gesagten als ein noch ausgesprochen jurassischer zu bezeichnen. In Deutschland stellt sich erst in der oberen Kreideformation eine vollständige Änderung desselben ein; es erscheinen die Dicotyledonen (s. S. 622), — Farne und Gymnospermen treten dann gegen dieselben zurück.

Von Tierresten sind Cyrena-, Paludina-, Cypris-Arten, ferner Fragmente von Lepidotus (Lep. Mantelli Ag.) und Sphaerodus am häufigsten; zu ihnen gesellen sich einige Schildkröten, Crocodilier (Pholidosaurus), Plesiosaurier und Dinosaurier (Iguanodon, Megalosaurus, Stenopelix). Von letzteren stammen auch die bei Bad Rehburg und Obernkirchen vorkommenden Fährten*).

Der Deistersandstein wird von der zweiten Stufe der Wealdenformation, dem Wealdentone, in 20—80 m Mächtigkeit überlagert (Fig. 483). Es sind dunkelgraue, dünngeschichtete, magere Schiefertone mit schwachen, sehr regelmäßigen Lagen von sandigem Kalksteine. Letztere zeichnen sich durch ihren erstaunlichen Reichtum an Cyrenen, Cyclas, Corbula, Paludinen und Melanien, manche der Schiefertone und Mergel durch die Menge der Cypris- und Unio-Individuen aus, welche sie bergen. Die charakteristischsten Vertreter dieser echten Brackwasserfauna sind: Cyrena ovalis

---

*) E. Koken, Dinosaurier, Crocodilier und Sauropterygier des norddeutschen Wealden. Pal. Abh. Bd. III. H. 5. Berlin 1887, und Bd. VII. H. 2. 1896.

Dunk., Unio Waldensis Mant. (Fig. 484), Melania strombiformis Schloth. (Fig. 485), Paludina fluviorum Mant., Cypris Waldensis Sow. (Fig. 486).

In den oberen Grenzschichten des Wealdentones finden sich infolge der beginnenden Senkung unter den Meeresspiegel z. T. mit brackischen

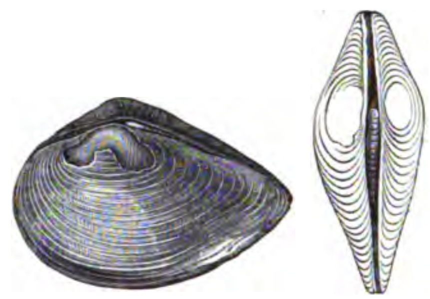


Fig. 484. Unio Waldensis Mant.



Fig. 485. Melania strombiformis Schloth.

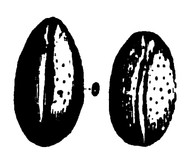


Fig. 486. Cypris Waldensis Sow. Vergrößert und in natürlicher Größe.

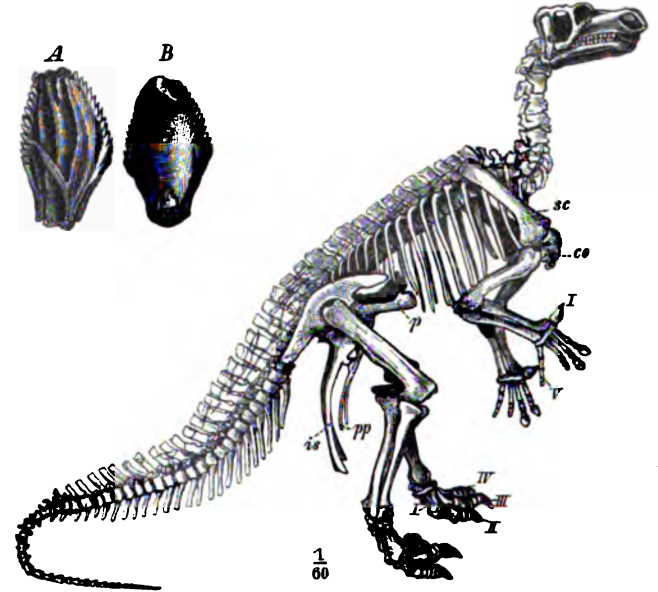


Fig. 487. Iguanodon Mantelli Ow. aus dem belgischen Wealdenton. Nach *Dollo*. *sc* Scapula, *co* Coracoid, *p* Pubes, *pp* Postpubes, *is* Ischia. *A* und *B* Zähne (*A* von außen, *B* von innen).

Aus dem Wealden.

Conchylien des Wealden gemischt, z. T. in selbständigen Einlagerungen (so bei Borgloh) Leitfossilien des Hilstones (Ammonites heteropleurus), also des marinen Neocom*).

In Belgien sind in dem Wealdenton, welcher bei Bernissart ein tiefes, grabenförmiges Tal im Carbon ausfüllt, mehrere fast vollkommene Skelette von Iguanodon (Fig. 487) entdeckt worden. Diese riesigen (3—4 m hohen) pflanzenfressenden Dinosaurier bewohnten die damaligen Waldungen, gingen wie die Vögel auf gewaltigen dreizehigen Hinterbeinen, während die fünffingerigen Vorderextremitäten sehr kurz waren und zum Ergreifen von Ästen und Wedeln dienten. Der kolossale Schwanz diente als Stütze beim Gehen. Die Zähne sind spatelförmig, zweischneidig und an beiden Rändern scharf gekerbt (Fig. 487*A* und *B*).

In England wird die untere Etage der Wealdenformation, wie bereits hervorgehoben, von Hastingssand gebildet. Es sind dies eisenschüssige Quarzsande und Sandsteine, welche mit Tonen und Mergeln wechsellagern, in denen jedoch eigentliche Steinkohlen wie in Deutschland nicht vorkommen. Dahingegen umschließen sie verkohlte Pflanzenreste, ferner zahlreiche Süßwasser- und Brackwassermollusken aus den Geschlechtern Cyrena, Cyclas, Unio, Paludina, Melania, namentlich aber die Reste von Fischen (Lepidotus), Schildkröten (Emys und Trionyx) und Reptilien, unter denen sich diejenigen von Iguanodon durch ihre Größe auszeichnen. Auf den Hastingssandstein folgt der Wealdclay, graue, fette Tone und untergeordnete Kalksteine mit spatelförmigen Zähnen und Knochenfragmenten von Iguanodon, sowie mit Cypris und Paludina, welche letztere manche Schichten ganz ausschließlich zusammensetzen.

In Nordamerika hat man als ungefähre und zwar ebenfalls Kohlenflötze und Landpflanzen führende Äquivalente der Wealdenformation die Potomac-Gruppe von Maryland und Virginia, die Great-Falls-Gruppe von Montana und die Kootanie-Gruppe von Canada angesprochen. Unter diesen erhält die Potomac-Gruppe dadurch besondere geologisch-paläontologische Bedeutung, daß sie neben Equiseten, Farnen, Cycadeen und Coniferen die ältesten bis jetzt bekannten Laubhölzer (S. 622) und zwar bereits in großer Artenzahl, wenn auch z. T. in noch wenig differenzierten Kollektivformen enthält**).

2. Gault.

Die bis über 300 m mächtige Schichtenreihe des Gault besteht in Deutschland, England und Frankreich aus plastischen dunkelen, zum Teil glaukonitischen Tonen, mageren Schiefertonen und Mergeln, welche nur

*) C. Gagel, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1893. S. 158. — G. Müller, Ebend. 1895. S. 60.

**) Fontaine, The Potomac or younger mesozoic flora. Monogr. U. St. geol. Surv. Vol. XV. 1889. — Feistmantel, Älteste Dicotyledonen. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 27. — Newberry, Am. Journ. of Sc. XVI. 1891. S. 191.



Fig. 488. Inoceramus sulcatus Park.

Fig. 489. Ammonites (Hoplites) auritus Sow.







Fig. 490. Toxoceras bituberculatum d'Orb,

Fig. 491. Ancyloceras Matheronianum d'Orb.



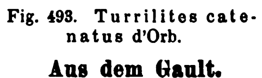
Fig. 492. Hamites attenuatus Sow.



Fig. 493. Turrilites catenatus d'Orb.



Fig. 494. Belemnites Brunsvicensis Stromb.



Aus dem Gault.

lokal von reinen oder mergeligen Kalksteinen, sowie von hellbraunen oder weißen Sandsteinen (bei Halberstadt, Goslar) verdrängt werden*). Als letztes Glied des deutschen Gault erscheint fast überall der Flammenmergel, ein heller, von dunkelen Flammen und Streifen durchzogener Mergel mit Aucella (Avicula) gryphaeoides. Im allgemeinen ist an der Fauna des Gault ihr großer Reichtum an Belemniten und Ammoniten und zwar sowohl an echten Ammoniten, wie an deren Nebenformen bemerkenswert. Letztere kommen in besonderer Mannigfaltigkeit der Gestaltung und Menge der Individuen im unteren Gault (Aptien) vor und gehören den Geschlechtern Hamites, Macroscaphites, Ancyloceras, Crioceras, Toxoceras (Fig. 490) und Turrilites (Fig. 493) an. Als ihre Hauptvertreter mögen hier Ancyloceras Ewaldi Dam., Hillsi und Matheronianum d'Orb. (Fig. 491), Crioceras Bowerbanki Sow., Hamites attenuatus Sow. (Fig. 492), angeführt werden. Von Ammoniten sind Ammonites (Placenticeras) nisus d'Orb., Amm. (Schloenbachia) inflatus Sow., Amm. (Desmoceras) Mayorianus d'Orb., Amm. (Hoplites) auritus Sow. (Fig. 489), Amm. (Acanthoceras) Milletianus d'Orb. zu erwähnen, während von Belemniten für den deutschen Gault vier Arten: Belemnites Brunsvicensis Stromb. (Fig. 494), Bel. Ewaldi Stromb., Bel. Strombecki Müll. und Bel. minimus List. deshalb besondere Wichtigkeit besitzen, weil sie vier aufeinander folgende Niveaus einnehmen (siehe unten) und deshalb vorzügliche Orientierungsmittel abgeben**). Von Zweischalern und Brachiopoden sind für den Gault charakteristisch: Terebratula Moutoniana d'Orb., Inoceramus sulcatus (Fig. 488) und concentricus Park., Avicula aptiensis d'Orb., Trigonia caudata Ag.

Spezielle Gliederung der norddeutschen unteren Kreide; nach v. Strombeck, ergänzt nach G. Müller l. c., sowie nach A. v. Koenen.

II. Gault.

3. Oberer Gault. Zone des Belemnites minimus.

b) Flammenmergel, hellgraue, dunkelgefleckte und geflammte Tone und Mergel mit Ammonites inflatus, A. lautus, A. auritus und Avicula gryphaeoides.

a) Minimus-Ton, grüngraue, phosphoritführende Tone mit Belemnites minimus und Ammonites interruptus.

2. Mittlerer Gault. Zone des Belemnites Strombecki.

b) Graue plastische Tone mit Ammonites tardefurcatus.

a) Graue schieferige Tone mit Ammonites Milletianus, Amm. Cornuelianus, mit viel Konkretionen von Toneisenstein und Phosphorit.

1. Unterer Gault. Zone des Belemnites Ewaldi.

e) Gargas-Mergel; weiße Mergel mit Belemnites Ewaldi, Ammonites nisus, Amm. Deshayesi, Toxoceras Reyerianum.

---

*) G. Maas, Z. d. D. geol. Ges. 1895. S. 227.

**) G. Müller, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 95.

d) Tone mit Ammonites Martini, Crioceras Urbani, Cr. Bowerbanki und Ancyloceras Hillsi.

Zone des Belemnites Brunsvicensis.

c) Tone mit Ammonites Deshayesi.

b) Tone mit Ancyloceras gigas, Anc. Ewaldi, Crioceras Denckmanni.

a) Speeton-Ton mit Belemnites Brunsvicensis, Ammonites venustus, Ammonites nisus.

I. Neocom.

2. Oberes Neocom.

b) Crioceras-Schichten, phosphoritführende Tone mit Crioceras Emerici, Ancyloceras simplex, Belemnites Brunsvicensis, Thracia Phillipsi, Pecten crassitesta, Exogyra Couloni.

a) Zone des Belemnites jaculum = pistilliformis.

Mergel und Tone mit Bel. jaculum, Crioceras capricornu, Amm. noricus, Thracia Phillipsi, Exogyra Couloni, Glyphaea ornata. Obere Zone mit Amm. Carteroni.

1. Unteres Neocom. Marine Fazies: Zone des Belemnites subquadratus.

Kalke, Mergel, Tone, kalk- und phosphoritführende Eisenkonglomerate, sowie im Teutoburger Walde Hilssandsteine, mit Rhynchonella depressa, Terebratula oblonga, Pyrina pygaea, Alectryonia (Ostrea) macroptera. Ammonites amblygonius, Amm. radiatus, Amm. noricus, Amm. bidichotomus, Bel. subquadratus. Im oberen Komplexe mit Toxaster complanatus. Bank mit Aucella volgensis und Keyserlingi (Salzgitter).

Die norddeutsche Wealdenbildung als Delta- und Ästuarienfazies des untersten Neocom.

Neuerdings hat v. Koenen*) in der Schichtenfolge der norddeutschen Unteren Kreide im Anschlusse an die Hauptgliederung dieser Formations-Abteilung in den französischen Alpen und Voralpen (siehe S. 638) 6 Stufen unterschieden und diese nach dem Wechsel ihrer Ammoneenfauna in die folgenden Zonen gegliedert:

6. Albien.

5. Aptien.

Oberes. Zone des Amm. (Hoplites) furcatus Sow.

Unteres. Zone des Amm. (Hoplites) Deshayesi Leym.

Zone des Amm. (Hoplites) Weissi und Amm. (Acanthoceras) Albrechti Austriae Hoh.

4. Barrêmien.

Oberes. Zone des Ancyloceras trispinosum v. K. und Amm. (Desmoceras) Hoyeri v. K.

Zone des Ancyloceras innexum v. K., Crioceras pingue v. K. und Hamulina cf. paxillosa Uhlig.

Zone des Ancyloceras costellatum v. K., Crioceras Denckmanni G. Müll. und C. Andreae v. K.

Unteres. Zone des Crioceras elegans v. K.

Zone des Ancyloceras crassum v. K. und Crioceras fissicostatum Neum. et Uhlig.

---

*) A. v. Koenen, Über die Gliederung der norddeutschen Unteren Kreide. Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen 1901. Heft 2. S. 1. — Ders., Die Ammonitiden der Unteren Kreide Norddeutschlands. 1902.

3. **Hauterivien.**

Oberes. Zone des Crioceras Strombecki v. K. und Amm. (Olcostephanus) Phillipsi Roemer (Teutoburger Wald-Sandstein pars).
Zone des Crioceras capricornu Roemer.

Unteres. Zone des Amm. (Hoplites) noricus Roemer und radiatus Brug.

2. **Valanginien.**

Oberes. Zone des Amm. (Olcostephanus) terscissus) v. K. u. Crioceras curvicosta v. K.
Zone des O. psilostomus Uhlig und Amm. (Saynoceras) verrucosus d'Orb.

Unteres. Zone des Amm. (Olcostephanus) Keyserlingi Neum. et Uhlig.
Zone des Amm. (Oxynoticeras) Gevrili d'Orb. und O. heteropleurum Uhlig.

1. **Berriasien.**

Wealden oder Wälderton.

Von den obigen Hauptstufen würden 1 dem Wealden, 2, 3 und 4 dem marinen Neocom, 5 und 6 dem Gault der bisher gebräuchlichen Bezeichnung entsprechen.

Die südliche Fazies der unteren Kreide. Der südlichen Klimazone der cretaceïschen Periode gehören die unteren Kreidebildungen der Alpen, der Karpathen, Südfrankreichs, Spaniens, Italiens und Nordafrikas an. Im alpinen Teil Südfrankreichs und in den westlichen Kalkalpen trägt die unterste Stufe des Neocom (Berrias-Stufe; Zonen der Terebratula diphyoides, des Amm. occitanus und Malbosi) noch vollständig den Charakter einer Übergangsbildung zum oberen Jura, in welche noch eine Zahl von jurassischen Ammoniten unverändert emporsteigt. Auf sie folgt das Valanginien, ein Äquivalent des norddeutschen unteren Neocom, und dann das Mittelneocom oder Hauterivien (der Spatangenkalk) mit Toxaster complanatus (= retusus), Amm. asterianus, Crioceras Duvali und Belemnites pistilliformis, während das obere Neocom durch das Barrêmien (in den Karpathen durch die Wernsdorfer Schichten) mit Crioceras Emerici und Macroscaphites Yvani repräsentiert wird. An Stelle oder innerhalb der letzteren Stufe, namentlich aber des unteren Gault (Aptien) sind im Schweizer Jura, in den Alpen, sowie in ganz Südeuropa und Nordafrika Caprotinen- oder Schrattenkalke zur Entwickelung gelangt, mächtige, weiße Felsenkalke, z. T. reich an Requienia (Caprotina) ammonia Goldf. (Fig. 495) und an Sphaerulites, z. B. Blumenbachi und erraticus. Den allgemeinen Abschluß der unteren mediterranen

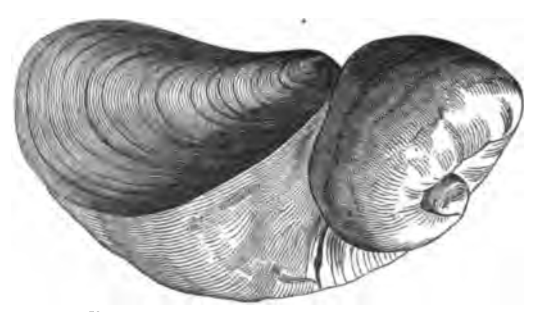


Fig. 495. Requienia ammonia Goldf.

Kreide bildet der ähnlich wie im Norden entwickelte obere Gault (das Albien) mit Ammonites Milletianus, Amm. interruptus und inflatus.

Als Beispiel einer derartigen Entwickelung der südlichen Unterkreide kann diejenige der Gegend von Grenoble*) gelten:

6. Albien.
Tone mit Phosphoritknollen, mit Amm. (Acanthoceras) mamillatus, Amm. tardefurcatus, Inoceramus concentricus.

5. Aptien.
Obere Orbitulinen-Mergel mit Amm. (Acanthoceras) Martini, Amm. (Hoplites) Deshayesi.
Oberer Requienia-Kalk mit Requienia und Toucasia (= oberes Urgonien).

4. Barrêmien.
Unterer Orbitulinen-Kalk,
Unterer Requienia-Kalk mit Req. ammonia (= unteres Urgonien).
Kalke und Mergel mit Toxoceras complanatum (= retusus).
Crioceras Sablieri, Cr. Emerici, Macroscaphites Yvani.

3. Hauterivien.
Kalke mit Crioceras Duvali.
Grünsande mit Amm. (Holcodiscus) intermedius, Amm. (Holcostephanus) Astieri, Amm. (Hoplites) radiatus, Belemnites dilatatus, viel Brachiopoden.

2. Valanginien.
Kalke und Mergel mit Amm. (Hoplites) neocomiensis, Thurmanni und Desori, Belemnites latus.

1. Berriasien.
Kalke mit Amm. (Hoplites) Boissieri, Malbosi und occitanicus.
Darunter das obere Tithon (oberer Portland) mit Amm. (Hoplites) Callisto.

II. Die obere Kreide.

1. Cenoman.

Diese Stufe der Kreideformation besteht in England, Nordfrankreich und Westfalen aus glaukonitischen Sandsteinen, Tonen und Mergeln (dem upper greensand, der chloritischen Kreide von Rouen, der Tourtia, dem Grünsand von Essen), in Hannover aus tonigen Kalken und Kalkmergeln, in Sachsen und Böhmen aus zum Teil glaukonitischem Quadersandstein, darüber oder statt dessen aus Plänerkalk (Carinatenquader und Carinatenpläner, Korycaner Schichten). Für die unteren Schichten dieser Stufe sind charakteristisch: Catopygus carinatus Ag., Alectryonia (Ostrea) carinata Lam. (Fig. 497), A. (Ostrea) diluviana Goldf., Pecten asper Lam. (Fig. 498), Protocardium Hillanum Beyr. (Fig. 500), Exogyra columba Desh. (Fig. 499), Inoceramus orbicularis Münst., Ammonites (Acanthoceras) Mantelli Sow. (der jedoch durch das ganze Cenoman hinaufsteigt). Die nächst höheren Schichten

*) W. Kilian et P. Lory, Notices géol. sur divers points des Alpes Françaises. Grenoble 1900.

zeichnen sich durch die Führung von Ammonites (Schloenbachia) varians Sow. und Scaphites aequalis Sow. (Fig. 502) aus. Das oberste Cenoman enthält Discoidea cylindrica Ag. (Fig. 496), Holaster subglobosus Lesk., Inoceramus virgatus Schlüt., Ammonites (Acanthoceras) Rhotomagensis Brongn. (Fig. 501), Turrilites costatus Lam.



Fig. 496. Discoidea cylindrica Ag.



Fig. 497. Alectryonia (Ostrea) carinata Lam.



Fig. 498. Pecten asper Lam.

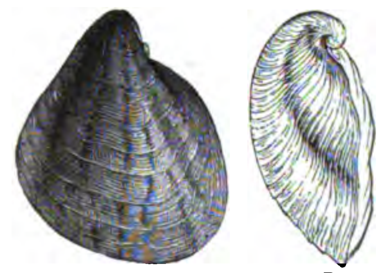


Fig. 499. Exogyra columba Desh.

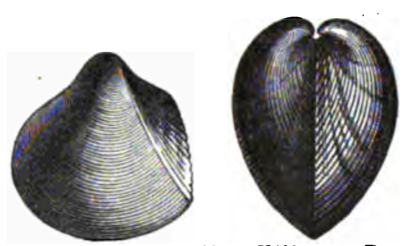


Fig. 500. Protocardium Hillanum Beyr.

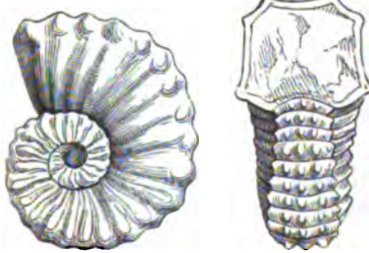


Fig. 501. Ammonites (Acanthoceras) Rhotomagensis Brongn.

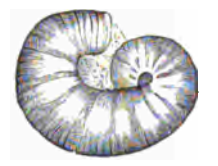


Fig. 502. Scaphites aequalis Sow.

Aus dem Cenoman.

Höchst wichtig ist das Vorkommen von Abdrücken und verkohlten Resten von Laubhölzern, namentlich von Credneria (Fig. 474), Ficus, Populus, Salix, Acer, Alnus, Laurus u. a. in den dem cenomanen Quader angehörigen Schiefertonen und Sandsteinen z. B. von Niederschöna bei Freiberg und Perutz in Böhmen. Es sind die ältesten Angiospermen, von denen wir Kunde in Zentraleuropa haben.

2. Turon.

Diese Unterabteilung der Kreideformation wird im nördlichen Frankreich und in England von weißen oder hellgrauen, feinerdigen und weichen Mergeln (Kreidemergeln), in Westfalen z. T. von eben solchen, z. T. von Mergelkalk, dem Pläner, in Hannover und Braunschweig von fleischroten und weißen, kalkigen Mergeln und Kalksteinen, in Sachsen und Böhmen von Quadersandstein mit Einlagerungen von Plänerkalken und Mergeln, z. T. auch ausschließlich aus solchen gebildet. Die wichtigsten Erkennungsmerkmale dieser Abteilung liefern folgende organische Reste: Echinoconus (Galerites) albogalerus Lam. (Fig. 503), Micraster cortestudinarium Goldf., Micraster breviporus d'Orb., Holaster planus Mant., Inoceramus Brongniarti Sow., Inoceramus labiatus Brongn. (Fig. 505), I. Cuvieri Sow., Trigonia scabra Lam. (Fig. 504), Spondylus spinosus Defr. (Fig. 507), Terebratula semiglobosa Sow., Rhynchonella Cuvieri d'Orb., Ammonites (Acanthoceras) Woolgari Mant. und nodosoides Schloth., Amm. (Pachydiscus) peramplus Mant. (Fig. 506), Scaphites Geinitzi d'Orb. (Fig. 508), Heteroceras Reussianum d'Orb.

3. Senon.

Die Gesteine, welche diese Schichtenreihe zusammensetzen, sind in England, im nördlichen Frankreich, auf Rügen und Moen weiße Schreibkreide, bei Aachen und Mastricht lose Sande, Mergel und bryozoenreiche Kreidetuffe, in Westfalen zu unterst Kalkmergel, darüber Mergelsandsteine, in Hannover und Braunschweig tonige Kalksteine und Mergel, am nördlichen Harzrande vorwaltend Sandsteine (Senon-Quader) und Mergel. Außer einer Anzahl weiter unten zu erwähnender organischer Reste gehören Actinocamax quadratus Schloth. und Belemnitella mucronata Schloth. (Fig. 517) zu den wichtigsten Leitfossilien des Senons und zwar ist Actinocamax quadratus für die unteren, Belemnitella mucronata für die oberen Niveaus des Obersenon Schlüter's (s. S. 644) bezeichnend. Zu ihnen gesellen sich außerordentlich zahlreiche Foraminiferen (Flabellina, Textularia, Nodosaria, Rotalia, Dentalina und viele andere), deren Schalen nicht nur einen großen Teil des Materiales der weißen Schreibkreide geliefert haben, sondern auch in den senonen Mergeln sehr häufig sind, — ferner jene schirmähnlichen Schwämme: Coeloptychium agaricoides Goldf., Coel. lobatum Goldf., Coel. incisum Röm. (Fig. 510), sowie Becksia Soekelandi Schlüt. (Fig. 509) und Coscinopora infundibuliformis Goldf., zahlreiche Seeigel, z. B.

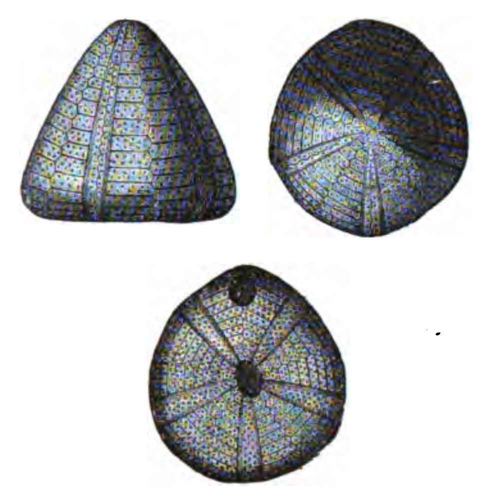


Fig. 503. Echinoconus albogalerus Lam.



Fig. 504. Trigonia scabra Lam.

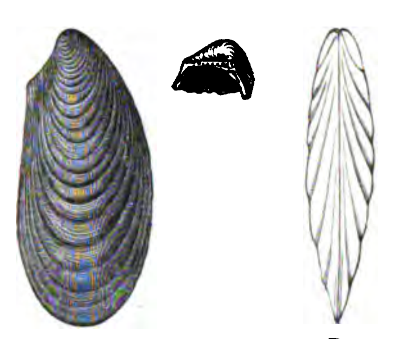


Fig. 505. Inoceramus labiatus Brongn.



Fig. 506. Ammonites (Pachydiscus) peramplûs Mant.

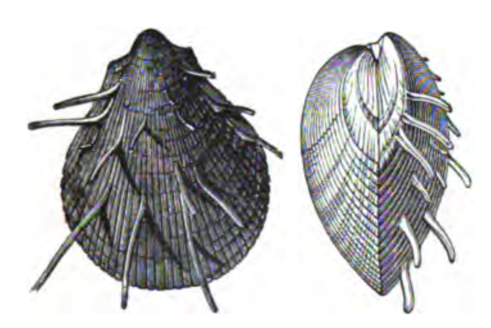


Fig. 507. Spondylus spinosus Defr.



Fig. 508. Scaphites Geinitzi d'Orb.

Aus dem Turon.

Ananchytes ovata Lam. (Fig. 511), Micraster coranguinum Kl. (Fig. 513), und Micraster glyphus Schlüt.; Marsupites ornatus Mant., Bourgueticrinus ellipticus Mill., ferner Crania Ignabergensis Retz. (Fig. 512), Magas pumilus Sow., Rhynchonella octoplicata Sow., Terebratula carnea Sow., Ostrea vesicularis Lam. (Fig. 516), Exogyra laciniata Goldf., Vola quadricostata Bronn (Fig. 515), Inoceramus Cripsi Mant. (Fig. 514), In. lobatus Münst., Pinna diluviana Schloth., Heteroceras polyplocum Röm., Baculites anceps Lam. (Fig. 518), Nautilus danicus Schloth. (Fig. 519), Ammonites Coesfeldensis

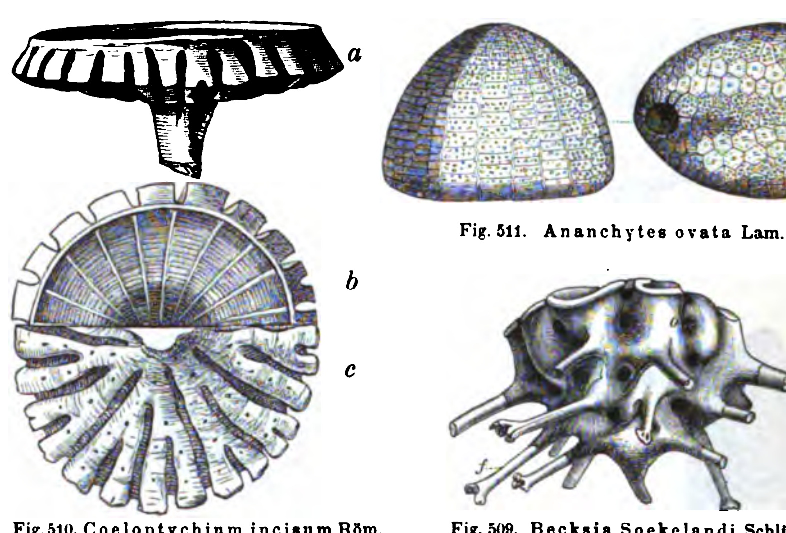


Fig. 511. Ananchytes ovata Lam.



Fig. 510. Coeloptychium incisum Röm. *a* von der Seite, *b* von oben, *c* von unten.

Fig. 509. Becksia Soekelandi Schlüt.

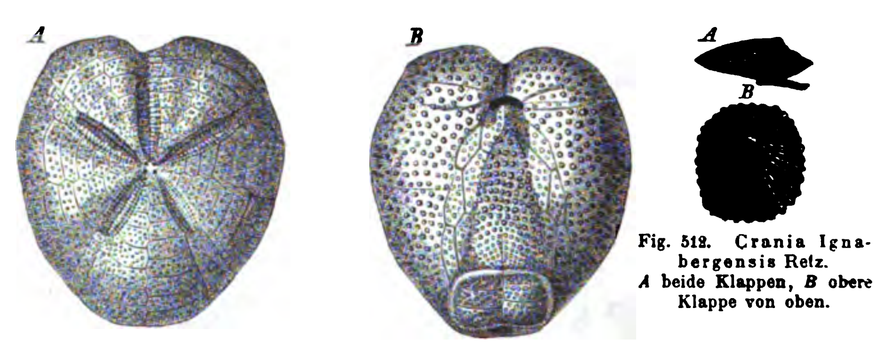


Fig. 512. Crania Ignabergensis Retz. *A* beide Klappen, *B* obere Klappe von oben.

Fig. 513. Micraster coranguinum Kl. *A* von oben, *B* von unten.

Aus dem Senon.

Schlüt., Scaphites gibbus Schlüt. Im Senon Schonens und des nördlichen Harzrandes stellen sich zahlreiche kleine Rudisten (Radiolites) ein*).

*) G. Müller, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1889. S. 137.



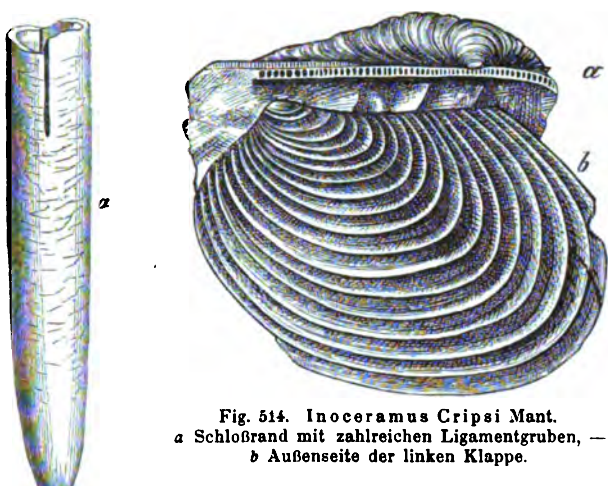


Fig. 514. **Inoceramus Cripsi** Mant. *a* Schloßrand mit zahlreichen Ligamentgruben, — *b* Außenseite der linken Klappe.



Fig. 517. **Belemnitella mucronata** Schloth. *a* vollständige Scheide; *b* Querschnitt durch den oberen Teil der Scheide, die Alveolarhöhle, die Alveolarspalte und die Alveolarrinne zeigend.



Fig. 515. **Vola quadricostata** Bronn.

Fig. 518. **Baculites anceps** Lam.

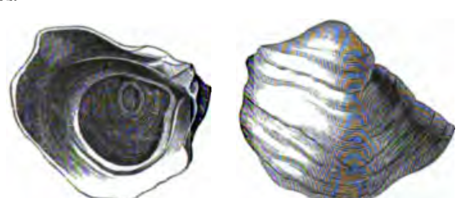


Fig. 516. **Ostrea vesicularis** Lam.

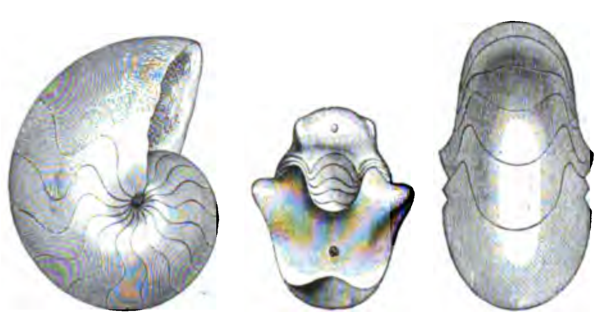


Fig. 519. **Nautilus danicus** Schloth. Danien.

Aus dem Senon.

Als die obersten Horizonte der Kreide, welche z. T. bereits eine bedeutende Annäherung ihres paläontologischen Charakters an den des Tertiärs verraten und keine Belemniten mehr führen, sind die Faxe-Kalke und die Pisolithenkalke des Pariser Beckens zu betrachten. Man hat dieselben als besondere Stufe, als Danien, zusammengefaßt.

Die Faxe-Kalke treten auf der dänischen Insel Seeland und dem Festlande Schwedens als jüngste Bildung der senonen, also überhaupt der gesamten Kreide in 10—15 m Mächtigkeit auf, bestehen aus fast nichts als aus Korallenfragmenten und Korallenschutt und umschließen zwischen diesen zahlreiche Molluskenreste, so Nautilus danicus, Baculites Faujasi, aber auch Steinkerne von Cypraea, Oliva, Mitra, Patella, Emarginula, also von Gastropoden, welche sonst kaum aus der Kreide bekannt sind. Dazu kommen noch z. T. ganz vollständige Panzer einiger Krabben (Dromiopsis), die in der Korallenfelsmasse verteilt sind.

Der Pisolithenkalk der Umgegend von Paris ist ein gelblicher, eisenhaltiger, grob oolithischer, oder aus abgerollten Muschelfragmenten bestehender Kalkstein mit dem cretaceïschen Pecten quadricostatus, Nautilus danicus, neben ihnen aber mit zahlreichen Exemplaren von Cerithium, Lima, Crassatella, Cardium und Corbis von augenscheinlich tertiärem Habitus.

Eine eigenartige Fazies des obersten Senon ist der Kreidetuff von Mastricht; 30 m mächtig, überlagert er die echte weiße, an Feuersteinen reiche Schreibkreide und besteht aus lockeren, zerreiblichen Kalkmergeln, welche von Bryozoen (namentlich von Eschara) und von Foraminiferen angefüllt sind. Neben Gastropoden, wie Voluta, Fasciolaria u. a., wie sie im Tertiär bekannt sind, kommen Bel. mucronata, Ostrea vesicularis, Pecten quadricostatus, Baculites anceps, Bac. Faujasi, Mosasaurus und andere echt cretaceïsche Formen vor. Überraschend ist die Übereinstimmung der Kreidebildungen von Mastricht-Aachen mit denen von New Jersey in Nordamerika, wo ganz ähnliche an Eschara reiche Kreidetuffe die Schichten mit Belemnitella mucronata überlagern.

Spezielle Gliederung der oberen Kreide Norddeutschlands und Westfalens, sowie Nordfrankreichs.

Die obere Kreide **Norddeutschlands** nach Cl. Schlüter*).

IV. Obersenon (Coeloptychien-Kreide).

15. Zone des Heteroceras polyplocum, Ammonites Wittekindi, Scaphites pulcherrimus und der Belemnitella mucronata Schloth. (= Obere Mucronatenkreide).

14. Zone des Ammonites Coesfeldensis, Micraster glyphus und der Lepidospongia rugosa (= Untere Mucronatenschichten). Kalkige Mergel, Kalke und Mergelsandsteine mit Coeloptychien, Cribrospongien, Lepidospongia, Cupulospongia, Micraster glyphus Schlüt., Phymosoma ornatissimum

*) Z. d. D. geol. Ges. 1876. S. 457.

Ag., Terebr. obesa Sow., Ostr. vesicularis Lam., Lima semisulcata Nilss., Inoc. Cripsi Mant., Ammonites Coesfeldensis Schlüt., Amm. Stobbaei Nilss., Belemnitella mucronata Schloth.

13. Zone der Becksia Soekelandi (= Quadratenkreide). Mergel mit Coeloptychien, Camerospongien, Becksia Soekelandi Schlüt., Cribrospongia Decheni Goldf., Salenia Héberti Cott., Ostrea vesicularis Lam., Janira quinquecostata Lam., Inoceramus Cripsi Mant, Actin. quadratus Blainv.

III. Untersenon.

12. Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen mit Scaphites binodosus Röm. und Actinocamax granulatus Bl., sowie Exogyra laciniata Nilss., Ostrea armata Goldf., Janira quadricostata Sow., Inoc. Cripsi Mant., Inoc. lobatus, Inoc. lingua Goldf., Trig. limbata d'Orb., Pholadomya caudata Röm., Ammonites bidorsatus Röm.

11. Quarzige Gesteine von Haltern mit Pecten muricatus, außerdem namentlich Janira quadricostata Sow., Inoc. Cripsi Mant., Inoc. lobatus Röm., Trigonia aliformis Park., Pygurus rostratus Röm., Calianassa antiqua Otto, Crednerienblätter.

10. Sandmergel von Recklinghausen mit Marsupites ornatus Mill. und Act. granulatus Bl., ferner mit Ostr. sulcata Blumenb., Inoc. Cripsi Mant., Inoc. lobatus Münst. Hierher die Siphonienmergel des Sudmerberges, das Heimburg- und Salzberggestein bei Quedlinburg, der Senonquader des nördlichen Harzrandes.

9. Zone des Ammonites Texanus, Amm. Margae und Inoceramus digitatus (Emscher Mergel). Graue lockere Tonmergel, z. T. glaukonitisch (bis ca. 500 m mächtig), mit Inoc. digitatus Sow. (0,5 m groß), Inoc. subcardissoides Goldf., Inoc. involutus d'Orb., Amm. Texanus, Amm. Margae Schlüt., Amm. tricarinatus d'Orb., Turr. plicatus d'Orb., Turr. tridens Schlüt., Actinocamax Westfalicus Schlüt. In diese Zone gehören die grauen Mergel und Sandsteine im Liegenden des Sudmergesteines bei Goslar, sowie des Schafsberges bei Quedlinburg, der Quader des Gläsernen Mönchs und Thekenberges bei Halberstadt, sowie die Mergel und Glaukonitsandsteine von Zilly (Müller, Dames).

II. Turon = oberer Pläner.

8. Zone des Inoceramus Cuvieri und Epiaster brevis Schlüt. non Desor = Ep. Schlüteri Coqu. (Cuvieri-Pläner). Dünngeschichtete Kalke, im Westen z. T. glaukonitisch.

7. Zone des Heteroceras Reussianum und Spondylus spinosus (= Scaphitenpläner). Kalke und Kalkmergel mit Micraster cortestudinarium Goldf. und breviporus Ag., Ter. semiglobosa Sow., Rhynch. plicatilis Sow., Spond. spinosus Sow., Amm. peramplus Mant., Scaphites Geinitzi d'Orb. und auritus Schlüt., Heteroceras Reussianum d'Orb. u. a. Bei Bielefeld. Salzgitter, Langelsheim, Quedlinburg, Strehlen, Oppeln, Wollin. Bei Soest, Unna, Dortmund als Grünsand.

6. Zone des Inoceramus Brongniarti und Ammonites Woolgari (= Brongniarti-Pläner und Galeriten-Pläner); Mergel, Mergelkalke, feste splitterige Kalke. In zwei Fazies, nämlich als Brongniarti-Schichten und als Galeriten-Schichten ausgebildet, mit Echinoconus albogalerus d'Orb., Holaster planus Mant., Micraster breviporus Ag., Inoc. Brongniarti Mant., Rhynch. Cuvieri d'Orb., Terebr. Becksii Röm., Terebratulina chrysalis Defr., Ammonites Woolgari Mant. u. a.

3. Zone des Inoceramus labiatus und Ammonites nodosoides (= Labiatus-Pläner); Plänermergel, Mergelkalke, oft rötlich, mit massenhaftem Inoc. labiatus Schloth., außerdem Amm. nodosoides Schloth., Ter. semiglobosa Sow., Rhynch. Cuvieri d'Orb. und einigen anderen.
4. Zone des Actinocamax plenus. Fast nur in Westfalen; hier glaukonitischer Mergel, arm an organischen Resten, nur mit Actin. plenus Blainv. und Serpula amphisbaena Goldf.

I. Cenoman = unterer Pläner.

3. Zone des Ammonites Rhotomagensis und Holaster subglobosus. Kalke und Mergel, mit: Discoidea cylindrica Ag., Holaster subglobosus Leske. Terebr. biplicata Sow., Inocer. striatus Mant., Lima elongata Sow., Amm. Rhotomagensis Brongn. (häufigst), Amm. Mantelli Sow., Amm. varians Sow., Turrilites costatus Lam., Nautilus expansus Sow. u. a.
2. Zone des Ammonites varians und Hemiaster Griepenkerli. Im südwestlichen Westfalen Glaukonitmergel, weiter nach Osten Plänerkalke und Kalkmergel. Organische Reste: Hemiaster Griepenkerli Stromb., Rhynchonella Martini Mant., Terebr. biplicata Sow., Inoceramus striatus Mant., Ammonites varians Sow., Amm. Mantelli Sow., Scaphites aequalis Sow., Turrilites tuberculatus Bosc., Turr. costatus Lam. u. a.
1. Zone des Pecten asper und Catopygus carinatus. Bei Essen als Grünsand; im Teutoburger Walde Pläner-Mergel; im Hügellande nördlich vom Harz Mergel und Mergeltone; in Sachsen und Böhmen Unterquader und Unterpläner (Carinatenstufe). Organische Reste: Scyphia infundibuliformis Goldf., Micrabacia coronula Goldf., Cid. vesiculosa Goldf., Catopygus carinatus Agass., Terebr. depressa Lam., Ostrea (Alectryonia) diluviana Goldf., Ost. carinata Lam., Ost. haliotoidea Sow., Janira quinquecostata Sow., Pect. asper Lam., Ammonites Mantelli Sow.

In neuerer Zeit hat das **Senon** des **nordwestlichen Deutschlands** durch G. Müller*) und E. Stolley**) eine natürlichere Gliederung erfahren. Wenn nun auch ersterer bei Abtrennung seiner Unterabteilungen des Senon das Hauptgewicht auf die ihnen eigenen Inoceramen, letzterer hingegen auf die Belemniten legt, so lassen sich doch beide Gliederungen unschwer einheitlich wie folgt verschmelzen:

Obersenon.

3. **Belemniten-freie Kreide (Danien)**, erst in Dänemark vertreten.
2. **Belemnitellen-(Mucronaten-)Kreide.** Stufe der Belemnitella mucronata.
   Zone des Scaphites constrictus und Trigonosemus pulchellum. Lüneburg.
   Zone des Heteroceras polyplocum, Scaphites Roemeri und Amm. Stobaei. Lüneburg, Boimstorf, Ahlten.
   Zone des Epiaster gibbus. Hemmoor, Lüneburg, Boimstorf, Ahlten, Meerdorf.

Untersenon.

1. **Actinocamax-Kreide.**
   c) Stufe des Actin. quadratus und der Becksia Soekelandi.

---

*) G. Müller, Z. f. prakt. Geol. 1900. S. 397 und Z. d. D. geol. Ges. 1900. S. 38.

**) E. Stolley, Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins. 1897. Bd. II. S. 271 u. 272.

b) Stufe des Actin. granulatus.

Zone des Inoceramus lobatus, In. Cripsi, Amm. bidorsatus, Scaph. binodosus. Lüneburg, Braunschweig, Blankenburg, Derenburg.

Zone des Inoceramus cardissoides und Amm. syrtalis. Ilsede, Braunschweig, Gehrden, Sudmerberg, Salzberg bei Quedlinburg.

a) Stufe des Actin. Westfalicus.

Zone des Inoceramus Haenleini. Ilsede, Sudmerberg.

Zone des Inoceramus digitatus, In. subcardissoides, Amm. Texanus, Amm. Margae. Zilly, Goslar, Lüneburg.

Zone des Inoceramus involutus. Gläserner Mönch bei Halberstadt, Zilly, Lüneburg.

Zone des Inoceramus Koeneni und Amm. tricarinatus. Spiegelsberge bei Halberstadt, Steinholz bei Quedlinburg.

Die obere Kreide des **Pariser Beckens.**

III. Senonien.

4. Danien.

Pisolithenkalk von Paris mit Nautilus danicus, Pecten quadricostatus, Cidaris Forchhammeri.

3. Maëstrichtien.

Baculitenkalk von Cotentin mit Bac. anceps. 3 u. 4 nur lokal, und dann diskordant und meist in kleinen Vertiefungen der weißen Kreide des Campaniens aufgelagert.

2. Campanien.

b) Kreide mit Belemnitella mucronata, Magas pumilus, Ostrea vesicularis, Micraster Brongniarti (Meudon).

a) Kreide mit Actinocamax quadratus.

1. Santonien (= Micrasterkreide).

b) Kreide mit Micraster coranguinum, sowie mit Marsupites ornatus, Lima Hoperi, Epiaster gibbus.

a) Kreide mit Micraster cortestudinarium sowie mit Epiaster brevis, Inoceramus involutus, Ammonites Texanus.

II. Turonien.

2. Angoumien. Stufe des Ammonites peramplus und des Micraster breviporus.

c) Kreide mit Scaphites Geinitzi.

b) Kreide mit Inoceramus Brongniarti und Spondylus spinosus.

a) Kreide mit Terebratulina gracilis.

1. Ligérien.

Mergelkreide mit Inoceramus labiatus, Ammonites nodosoides, Rhynch. Cuvieri.

I. Cenomanien.

2. Carentonien.

b) Kreidemergel mit Belemnites plenus, Exogyra columba, Radiolites, Caprotina.

a) Kreidemergel mit Ammonites Rhotomagensis, Holaster subglobosus, Trigonia sulcataria.

1. Rotomagien.

b) Kreidemergel oder Sande mit Ammonites varians, A. Mantelli, Turrilites costatus.

a) Glaukonitmergel oder Grünsandstein mit Pecten asper, Holaster subglobosus (= Tourtia).

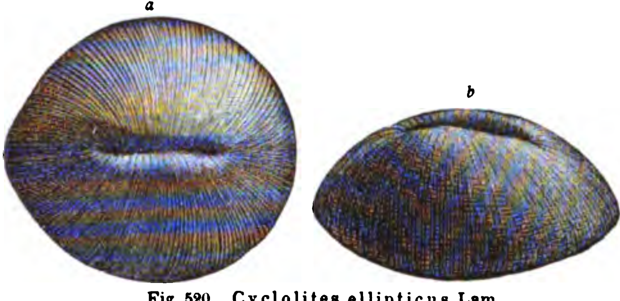


Fig. 520. **Cyclolites ellipticus** Lam.
a von oben; *b* von der Seite.

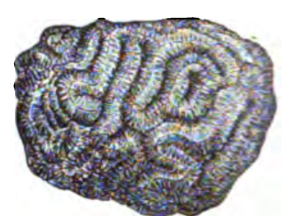


Fig. 521. **Leptoria Konincki** Rss.

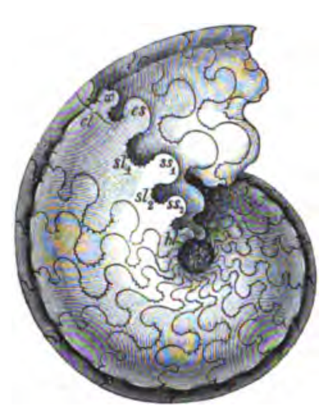


Fig. 522. **Buchiceras Ewaldi** v. B.



Fig. 523. **Radiolites cornupastoris** d'Orb.



Fig. 524. **Hippurites Toucasianus** d'Orb.



Fig. 525. **Caprina adversa** d'Orb.



Fig. 526. **Hippurites organisans** Desm.



Fig. 527. **Actaeonella gigantea** Sow.

Aus der oberen alpinen Kreide.

Die südliche Fazies der oberen Kreide. Die obere Kreide Südeuropas, Nordafrikas, Kleinasiens, Persiens, ferner von Alabama, Texas und Mexiko kennzeichnet sich im Gegensatze zu derjenigen der nördlicheren Länder in erster Linie durch die üppige Entwickelung der Rudisten und ihrer Verwandten und zwar der Gattungen Radiolites (Sphaerulites), Hippurites und Caprina. Als häufigste Vertreter derselben sind zu nennen: Hippurites organisans Desm. (Fig. 526), Hippurites Toucasianus d'Orb. (Fig. 524), Radiolites cornu-pastoris d'Orb. (Fig. 523), Caprina adversa d'Orb. (Fig. 525). Zu ihnen gesellen sich das ceratitesähnliche Ammonitengeschlecht Buchiceras (Fig. 522), ferner eine Anzahl Gastropoden (Nerinea, Actaeonella, Fig. 527) und Korallen (Cyclolites Fig. 520, Leptoria Fig. 521, Turbinolia, riffbauende Maeandrinen und Astraeiden), ferner Orbitulina als Vertreter der gesteinsbildenden Foraminiferen.

In den westlichen Alpen folgen auf die untere Kreide (s. S. 637) zunächst dichte, hellfarbige, zuweilen Hornsteinknollen führende Kalke, die Seewenkalke und darüber die fleckigen Seewenmergel (Fig. 531), beide mit charakteristischen Cenoman- und Turonversteinerungen, zu oberst Grünsandbänke, diese mit senonen Resten. Nach Osten zu, etwa vom Lechtale aus, werden diese Seewenbildungen ersetzt von Orbitulinenmergeln (Cenoman) und über diesen von einem mächtigen Schichtenkomplex von Sandsteinen und Mergeln, den Gosauschichten (Turon, Untersenon, jedoch mit Actaeonella, Nerinea, Cyclolites). Innerhalb dieser Gosauschichten stellen sich Bänke von Rudistenkalk ein, welche nach und nach die übrigen Gesteine ganz verdrängen und dann die gewaltigen Massen von Rudistenkalk der Ostalpen, Istriens und Dalmatiens bilden und sich als solche nach Griechenland (hier z. T. in Marmor metamorphosiert), Süditalien, Kleinasien, Arabien, Persien, Turkestan und dem Himalaya zu erstrecken. In Istrien, Krain und Dalmatien werden die Rudistenkalke von kohlenführenden Brack- und Süßwasserbildungen, den Cosina-Schichten (Liburnische Stufe Stache's) überlagert.

Eine durchaus abweichende Fazies der Kreideformation und zwar sowohl der unteren und oberen Abteilung nebst dem älteren Tertiär repräsentiert der Flysch der östlichen Nordalpen. Derselbe, eine mächtige Schichtenreihe von versteinerungsarmen Sandsteinen, Mergeln und Schiefertonen, ist in den Westalpen nur der Vertreter des Alttertiärs, nach Osten zu aber nimmt auch dessen Liegendes, also die Kreide mehr und mehr den Habitus des Flysches an, bis in den östlichsten Alpen (Wiener Wald) und den Karpathen die ganze Kreide als Wiener Sandstein und Karpathensandstein im Gewande des Flysches erscheint.

Im südlichen Frankreich (Rhonebecken) stellen sich Caprotinenkalke im Cenoman, Hippuriten- und Radiolitenkalke im Turon (im Angoumien; S. 647), sowie im unteren und im oberen Senon (im

Die Gliederung

	im nordwestlichen Deutschland (S. 646)	in Westfalen (S. 644)	im Aachen-Limburgischen Gebiet (S. 655)
Senon.	Belemniten-freie Kreide: Danien: Saltholmskalke, Faxekalke } Dänemarks.		
	Belemnitellenkreide: Schichten mit Belemnitella mucronata. Zone d. Scaph. constrictus. Zone d. Heteroc. polyplocum. Zone d. Epiast. gibbus.	Mucronatenkreide: b) Stufe des Heteroceras polyplocum; a) Stufe des Amm. Coesfeldensis.	Kreidetuff von Mastricht. Kreidemergel mit Bel. mucronata.
	Actinocamaxkreide: Schichten mit Actinocamax quadratus.	Quadratenkreide: Stufe der Becksia Soekelandi.	Glaukonitische Sande mit A. quadratus und Bac. incurvatus.
	Schichten mit Actinocamax granulatus. Zone des Inoc. lobatus, Amm. bidorsatus, Scaph. binodosus, Marsup. ornatus. Zone des Inoc. cardissoides.	c) Schichten von Dülmen mit Scaph. binodosus; b) Quarzige Gesteine von Haltern mit Pect. muricatus; a) Sandmergel von Recklinghausen mit Marsup. ornatus.	Aachener Sande mit Inoc. lobatus und zahlreichen Pflanzenresten.
	Schichten mit Actinocamax westfalicus. Zonen des Inoc. Haenleini, des Inoc. digitatus u. subcardissoides, des involutus u. des Koeneni.	Stufe des Amm. Margae = Emscher Mergel.	
Turon.	Schichten mit Inoceramus Cuvieri.	Zone des Inoceramus Cuvieri.	
	Schichten mit Scaphites Geinitzi, Amm. peramplus, Spondyl. spinosus, Micr. breviporus.	Zone des Spondylus spinosus = Scaphiten-Pläner.	
	Weiße Kalke mit Inoc. Brongniarti, Galerites albogalerus, Ter. Becksii.	Zone des Inoceramus Brongniarti und Amm. Woolgari.	
	Rote Kalke mit Inoc. labiatus, Ter. semiglobosa.	Zone des Inoc. labiatus und Amm. nodosoides. Zone des Actinocamax plenus.	
Cenoman.	Schichten mit Amm. Rhotomagensis.	Zone des Amm. Rhotomagensis und Hol. subglobosus.	
	Schichten mit Amm. varians, Inoc. striatus, Holaster carinatus.	Zone des Amm. varians.	
	Schichten mit Amm. varians, Ostrea (Alectryonia) diluviana, O. carinata, Tourtia oder Essener Grünsand.	Zone des Pecten asper und Catopygus carinatus = Tourtia.	

der oberen Kreide.

in Sachsen (S. 658)	in England	in Frankreich (S. 647)	Alpine und mediterrane Hippuriten-Horizonte
		Danien. **Maëstrichtien.**	
	Upper Chalk with Flints: Stufe der Bel. mucronata.	**Campanien:** Craie à Bel. mucronata.	Kalke mit Hippurites dilatatus u. bioculatus der Provence und Pyrenäen.
	Stufe des Act. quadratus.	Craie à Act. quadratus.	
	Stufe des Marsup. ornatus und Micraster coranguinum.	**Santonien:** Craie à Marsupites ornatus u. Micraster coranguinum	
	Stufe des Micraster cortestudinarium.	**Coniacien:** Craie à Micr. cortestudinarium mit Amm. Texanus u. Inoc. involutus.	Gosauschichten mit Hippuritenkalken. Hippuritenkalke Südfrankreichs mit Hipp. organisans, H. cornuvaccinum und Sphaerulites radiosa u. squamosa.
Überquader (Cuvieri-Quader?).	**Lower Chalk without Flints:**	**Angoumien:** Craie à Micr. breviporus.	
Stufe d. Scaphites Geinitzi und Sc. auritus: Tone und Mergel von Zatzschke.	Schichten des Holaster planus.		
Stufe des Inoceramus Brongniarti: c) Brongniarti-Quader; b) Pläner von Krietzschwitz; a) Glaukonitsandsteine mit Rhynch. bohemica. (Strehlener Pläner)	Schichten der Terebratulina gracilis und des Inoc. Brongniarti.	Craie à In. Brongniarti. Craie à Ter. gracilis.	
Stufe des Inoceramus labiatus: Labiatus-Quader, übergehend in Labiatus-Pläner.	Schichten des Inoceramus labiatus.	**Ligérien:** Craie à Inoc. labiatus; Amm. nodosoides.	
Stufe der Ostrea (Alectryonia) carinata: b) Zone des Act. plenus, Plänersandstein, übergehend in Carinata-Pläner; a) Carinaten-Quader und Grünsandstein.	Schichten des Bel. plenus und Holaster subglobosus. Chloritic Marl, Upper Greensand	**Carentonien:** Marne glauconifère et blanche à Bel. plenus, Calcaire à Amm. rhotomagensis. **Rotomagien:** Marne glauconieuse à Amm. varians.	Kalke mit Caprina adversa. Südfrankreich.
Stufe der Crednerien: Pflanzenführende Schichten von Niederschöna u. a. O.	Schichten d. Pecten asper.	Sables verts à Pect. asper (Tourtia).	

Campanien und Maëstrichtien) ein, meist getrennt durch normal ausgebildete Schichten der genannten Stufen, sowie überlagert von Brack- und Süßwasserabsätzen (dem Garumien).

Über die spezielle Gliederung der beschriebenen 3 Abteilungen der oberen Kreide in zahlreiche Stufen, die Parallelisierung derselben und ihre verschiedenartige Fazies gibt die tabellarische Zusammenstellung auf S. 650 einen Überblick.

Einiges über die geographische Verbreitung der Kreide. Ähnlich wie innerhalb der Juraperiode hat auch in der Mitte des cretaceïschen Zeitalters eine großartige Transgression des damaligen Meeres über das Verbreitungsgebiet der älteren Kreideformation hinaus stattgefunden. Infolgedessen ist es eine sich auf allen Kontinenten wiederholende Erscheinung, daß die Schichten der oberen Kreideformation auf weite Erstreckung in übergreifender Lagerung diskordant auf viel älteren Gesteinen lagern, so z. B. in Sachsen und Böhmen direkt auf Granit, archäischen und paläozoischen Schiefern, in Westfalen und Belgien auf dem Carbon, in Schottland und im westlichen Teile des Pariser Beckens auf dem Jura, in Schonen auf dem Silur. Ähnliche transgredierende Lagerungsverhältnisse lassen sich in Nordamerika, in Indien und Vorderasien sowie in Australien beobachten.

In Europa hat die Kreide in England, Frankreich und Deutschland ihre größte Verbreitung und vollständigste Entwickelung erlangt. Bei Besprechung des Jura ist gezeigt worden, daß derselbe in England eine breite Zone bildet, welche in fast genau nördlicher Richtung vom Kanal bis zur Ostküste der Insel verläuft. Der Untergrund des ganzen, östlich von dieser

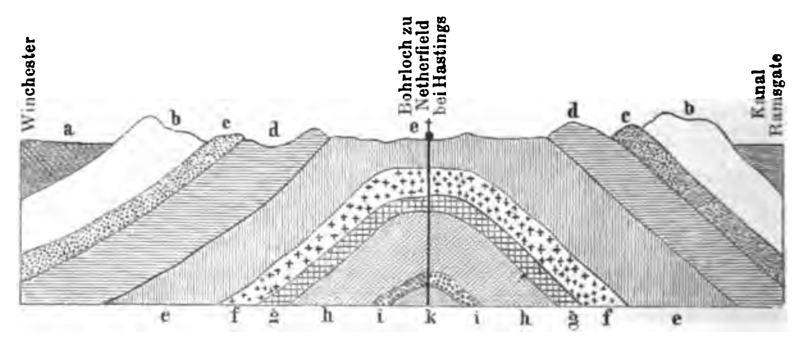


Fig. 528. Profil durch den Wealden des südöstlichen Englands.
a Tertiär, *b* obere Kreide, *c* oberes Neocom und Gault, *d* Wealdclay, *e* Hastingsbeds, *f* Purbeck, *g* Portland, *h* Kimmeridge, *i* Korallenoolith, *k* Oxfordton.

Jurazone liegenden Territoriums besteht aus Kreide, wird freilich zum Teil von Tertiärablagerungen verborgen. Die Schichten der cretaceïschen Formation lagern hier gleichförmig auf denen des obersten weißen Jura auf und fallen wie diese nach Osten ein, nur in den zwischen der Themse

und dem Kanal gelegenen Landstrichen von Kent, Sussex und Essex findet eine Störung der sonst so regelmäßigen Lagerung durch eine flach kuppelförmige Erhebung der Purbeck- und Wealdenformation statt, an welche sich die Schichten der jüngeren Kreide anschmiegen und allseitig von dem Zentrum abfallen, so daß sich ein normal antiklinaler Schichtenbau einstellt. Auf dem Scheitel dieser Schichtenwölbung wurde behufs Erforschung des dortigen geologischen Baues ein Bohrloch von etwa 2000 F. Tiefe geschlagen, welches kombiniert mit den oberflächlichen Aufschlüssen das Profil Fig. 528 ergab.

Die Kreide beginnt im Süden Englands mit den Sandsteinen und Tonen des Wealden, im Norden mit dem marinen Unter-Neocom, auf welche dem oberen marinen Neocom angehörige Glaukonitmergel (lower greensand) und die Schiefertone und plastischen Tone des Gault folgen. Das Cenoman ist durch eine zweite Ablagerung von Glaukonitmergeln (upper greensand), das Turon durch Kreidemergel repräsentiert, während das Senon durch die in ihrem obersten Horizonte feuersteinreiche weiße Schreibkreide gebildet wird, aus welcher die grotesken Felsufer bei Dover und Brighton bestehen. Die Versteinerungsführung und spezielle Gliederung dieser Schichten ergibt sich aus der S. 651 gegebenen tabellarischen Übersicht.

In Frankreich bildet die Kreideformation drei große Becken. Das nördlichste derselben (das Pariser Becken), welches hauptsächlich durch die Seine und Loire entwässert wird, repräsentiert eine flach tellerförmige Schale, deren äußere Ränder sich an jurassische Schichten anlagern, deren innere Vertiefung von Tertiärgebilden ausgefüllt wird und in deren Zentrum Paris liegt. Die Kreide Englands ist nichts als der nordwestliche Flügel dieses großen nordfranzösischen Beckens. Seine einzelnen Formationsglieder haben mit lokalen Modifikationen den normalen Charakter aller nördlichen Kreidebildungen (s. Tabelle S. 651). Der zweiten, aber bedeutend kleineren Mulde der französischen Kreide gehört das Flußgebiet der Garonne an. Sie lehnt sich mit ihrem nördlichen Flügel an das granitische Zentralplateau Frankreichs, mit ihrem südlichen Flügel an die Zentralkette der Pyrenäen an. Ihr ganzer petrographischer und paläontologischer Charakter ist bereits der der südlichen Kreidefazies. Dieser offenbart sich einerseits in dem Auftreten harter, dichter oder krystallinischer Kalksteine, anderseits in dem Reichtum an Hippuriten, welche vier verschiedene Horizonte der dortigen cretaceïschen Schichtenreihe anfüllen und in jedem derselben durch andere Formen vertreten werden. So beteiligen sich im oberen Neocom Caprotina ammonia und Capr. Lonsdalei, — im Cenoman Caprina adversa, — im Turon Hippurites organisans, H. cornuvaccinum, Radiolites lumbricalis, — im Senon Hippurites bioculatus, canaliculatus und dilatatus an der Bildung mächtiger Kalkablagerungen. Einer dritten Bucht des

cretaceïschen Ozeanes entsprechen die Kreideschichten am unteren Laufe der Rhône im südöstlichen Frankreich, die sich ebenfalls an die Granite des Zentralplateaus anlagern und dann in nordöstlicher Richtung über Genf bis Neuchatel im Schweizer Jura und am Nordabhange des Alpenzuges durch Bayern und Tirol bis Salzburg und Österreich in Form einer schmalen Zone fortsetzen. In letzterer sind sämtliche Glieder der Kreideformation und zwar in typisch südlicher Fazies mit reichlicher Entwickelung der Caprotinen- und Hippuritenkalke, ferner der Orbitulinenkalke vertreten (s. S. 637 u. 649). In den östlichen Südalpen, Istrien und Dalmatien wird die untere Kreide fast ausschließlich von Caprotinenkalk, Majolica und Biancone (dichten Plattenkalken), die obere von Radioliten- und darüber von Hippuritenkalk oder an deren Stelle von Scaglia (dünnbankigen Kalksteinen) aufgebaut. Eine eigentümliche Fazies der gesamten Kreide repräsentiert der Wiener Sandstein (Karpathensandstein, Flysch, Macigno), ein eisenschüssiger, kalkiger Sandstein mit Fucoiden und Inoceramen, der im ganzen ostalpinen Kreidegebiete eine große Verbreitung besitzt*).

Kehren wir zur nördlichen Kreidezone zurück. Von England und Frankreich aus läßt sich dieselbe durch Belgien, Westfalen und das nordwestliche Deutschland verfolgen, hebt sich am Nordabfalle des Riesengebirges in isolierten Partien aus dem Diluvium und bildet erst wieder in Oberschlesien und Polen, sowie an dem nördlichen Fuße der Karpathen größere Areale. Zwar ist sie unter der ganzen norddeutschen Tiefebene verbreitet, hier aber von mächtigen Tertiär- und Diluvialablagerungen bedeckt, aus welchen sie nur an wenigen Punkten, so z. B. bei Lüneburg, auf Rügen und auf Wollin, in kleinen, inselförmigen Flecken hervorragt. Südlich von dem Riesengebirge und den Sudeten breitet sie sich als böhmisches Kreidebecken aus und erstreckt sich von hier als Quadersandsteinformation des Elbtalgebirges bis jenseits Dresden. Trotz des wahrscheinlichen, wenn auch verborgenen Zusammenhanges aller dieser deutschen Kreidegebiete besitzt doch jedes dieser letzteren eine ganz eigentümliche Fazies, eine Erscheinung, welche darauf beruht, daß einerseits in verschiedenen Gegenden infolge der S. 652 erwähnten Transgression nur die oberen Glieder der gesamten Schichtenreihe zur Ablagerung gelangt sind, anderseits der petrographische Charakter selbst der entsprechenden Gesteinskomplexe ein verschiedenartiger ist, und endlich der organische Habitus nicht überall ganz derselbe bleibt, sondern lokalen Modifikationen unterworfen ist. Es lassen sich folgende Gebiete und zugleich Fazies der Kreide Norddeutschlands und der angrenzenden Landstriche benachbarter Länder unterscheiden, über

*) F. Toula, N. Jahrb. 1893. II. S. 79.

welche in der Tabelle auf S. 650 und 651 eine vergleichende Übersicht gegeben ist:

1. Das Kreidegebiet von Mastricht und Aachen*). Hier ist ausschließlich das Senon zur Ablagerung gelangt, welches zu unterst aus dem Aachener Sand, losen Sanden mit zahlreichen Tonlagen besteht, reich an Landpflanzen**), Inoceramus lobatus, In. Cripsi, Card. pectiniforme, Actaeonella gigantea. Darüber folgen die glaukonitischen Sande des Lousberges und Aachener Waldes mit Actin. quadratus, darauf weiße Kreidemergel mit Bel. mucronata, unten ohne, oben mit Feuerstein, und zu oberst der Mastrichter Kreidetuff. Letzterer ist angefüllt von Bryozoen, z. B. Eschara, und außerdem reich an obersenonen Tierresten (S. 644).

2. Das Kreidegebiet Westfalens und des Teutoburger Waldes. In ihm sind sämtliche 5 Stufen der Kreideformation vertreten. Der Teutoburger Wald besteht z. T. aus Sandsteinen des Neocom***) sowie aus dem vollständig entwickelten Gault, z. B. bei Altenbecken†), und aus cenomanem und turonem Pläner in steiler oder überkippter Stellung, infolge deren sie den zu einem engen Sattel zusammengeschobenen Muschelkalk und Keuper unterteufen (Fig. 529). Auch in der westlichen Fortsetzung des

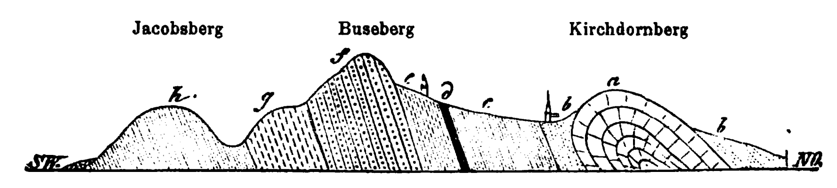


Fig. 529. Profil des Teutoburger Waldes bei Kirchdornberg. Nach *F. Römer*.
a Muschelkalk, *b* Keuper, *c* Lias, *d* Serpulit, *e* Wealdenton, *f* Neocomsandstein, *g* Gault, *h* Pläner.
In überkippter Stellung.

Teutoburger Waldes bei Rheine††) und in den Bentheimer Bergen tritt die untere Kreide in ähnlicher Ausbildung wie dort aus dem Schwemmlande hervor. Südlich vom Teutoburger Walde, in Westfalen, erlangt die cretaceïsche Schichtenreihe eine außerordentlich große Verbreitung, beginnt aber hier infolge der Transgression der oberen Kreide direkt mit dem cenomanen Essener Grünsande, einer Äquivalentbildung der belgischen Tourtia.

---

*) J. Böhm, Der Grünsand von Aachen. Bonn 1885 (mit ausführlicher Literatur). — E. Holzapfel, Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 454, und 1885. S. 595. — Ders., Palaeontogr. XXXIV. 1887, und XXXVI. 1889.

**) Debey und Ettingshausen, Denkschr. Akad. Wien. XVI. 1859; XVII. 1860. — Th. Lang, Z. d. D. geol. Ges. 1890. S. 658.

***) O. Weerth, Pal. Abh. Bd. II. Heft 1. Berlin 1884. — F. Römer, l. c.

†) C. Schlüter, Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 53.

††) G. Müller, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 60.

Die Gliederung der darauf folgenden Schichtenreihe ist aus S. 644 f. und der Tabelle S. 650 ersichtlich.

3. Das Kreidegebiet des nordwestlichen Deutschlands (das niedersächsische Kreidegebiet). In nicht gleichförmiger Auflagerung auf den obersten Schichten des weißen Jura tritt die Kreideformation in ihren sämtlichen Gliedern vom Neocom und Wealden bis zum Senon entwickelt im nordwestlichen Deutschland auf (s. S. 635, 644). Sie erstreckt sich den Fuß der Weserkette und den Deister entlang nördlich und nordöstlich vom Harz bis in die Gegend von Aschersleben und füllt außerdem einzelne isolierte Mulden aus, so die Hilsmulde*) und die Kreidemulde von Alfeld. Während am Nordrande des Wesergebirges bis westlich von Hannover nur die untersten Glieder der Kreide bekannt sind und nur lokal, so bei Lemförde, von Senonschichten überlagert werden, erscheint die Kreideformation bei Hannover und in ihrer weiteren Verbreitung gegen Osten hin in einzelnen isolierten, oder nur durch die untersten Schichten der Gesamtformation verbundenen Mulden, in welchen die sämtlichen Glieder der Formation entwickelt sind, so bei Ahlten, Peine, Braunschweig, ebenso auch in der lang ausgedehnten Mulde am nördlichen Harzrande zwischen Hornburg und Aschersleben, wo jedoch der petrographische Charakter der Formation durch das Auftreten von Quadersandsteinen an Stelle der im übrigen nordwestlichen Deutschland vorherrschend tonigen und mergeligen Gebilde (s. S. 640) in ganz eigentümlicher Weise beeinflußt wird**). Auch die Klippenregion an der Küste von Helgoland besteht außer aus triadischen Schichten (s. S. 548) sowohl aus Tonen des Neocom und Gault (Töck), wie aus Plänerkalk und Schreibkreide des Cenoman, Turon und Senon***). Auch bei Pankow unweit Berlin ist unter dem Turon und Cenoman noch der Gault erbohrt worden (Gagel). Dahingegen ist in der aus dem Diluvium aufragenden Trias-Kreide-Insel von Lüneburg nur die Schichtenfolge der oberen Kreide von der Tourtia bis zur oberen Mucronatenkreide, jedoch in vollständigem Zusammenhange entwickelt†).

Interessant sind die kleinen Kreideschollen des Ohmgebirges nördlich von Stadt Worbis††). Sie lagern direkt auf der Trias auf, bestehen

*) G. Böhm, Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 215.

**) Beyrich, Z. d. D. geol. Ges. 1849. S. 329, und 1851. S. 368 u. 572. — Dames. Ebend. 1880. S. 685. — G. Müller, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1887. S. 372. — W. Dames, N. Jahrb. 1890. I. S. 176. Vergl. ferner: D. Brauns, Z. f. d. ges. Nat. Halle 1876. S. 325. — Fr. Frech, Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 141. — E. Schulze, Flora d. subhercyn. Kreide. Halle 1888.

***) W. Dames, Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin. 7. Dez. 1893.

†) A. v. Strombeck, Z. d. D. geol. Ges. 1863. S. 97. — E. Stolley, Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins. I. H. 2. 1896. S. 139.

††) K. v. Seebach, Nachr. v. d. k. Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen. 1868. S. 130. — Ferner: Sekt. Worbis d. geol. Spezialkarte von Preußen.

aus 10 m mächtigen Grünsanden der Tourtia und 15—18 m mächtigem Pläner mit Ammonites varians, sind also cenoman, haben früher mit den niedersächsischen Kreideablagerungen in Zusammenhang gestanden und sind der allgemeinen Abtragung entgangen.

4. Das Gebiet der baltischen Kreide. Dasselbe umfaßt die isolierten Aufschlußpunkte dieser Formation in Pommern, auf Wollin, Rügen*), in der Provinz Preußen, in Mecklenburg, Oldenburg, Schleswig-Holstein**), auf den dänischen Inseln und im südlichen Schweden, wo fast ausschließlich die oberen Stufen der Kreide und zwar zum Teil in Gestalt steile Abstürze bildender, weißer Schreibkreide zur Ablagerung gelangt sind. Die Schreibkreide von Rügen gehört dem Senon und zwar der Mucronaten-Kreide, der Glaukonitmergel von Revahl dem Granulaten-Horizonte des Untersenon, die schwefelkies- und feuersteinreiche Kreide von Wollin mit Holaster planus und Inoceramus Brongniarti dem Turon (Scaphitenpläner) an. In Greifswald sind nach Dames***) im Liegenden des dortigen Senons Schichten des Turons, Cenomans und Gaults, letztere mit Belemnites minimus erbohrt worden. In Mecklenburg treten an zahlreichen isolierten Punkten cenomane und turone Pläner sowie oberturone und senone Feuerstein-Kreidekalke, Mergel und Tone zu Tage†), ebenso in Ost- und Westpreußen obersenone Glaukonitbildungen. Auf Seeland wird die Mucronaten-Kreide von den S. 644 erwähnten Korallenkalken von Faxe und dem feuersteinführenden Saltholmskalk bedeckt. Nach Schlüter und Lundgren††) gliedert sich die Kreideformation Schwedens wie folgt:

Danien:
- Saltholmskalk mit Ananchytes sulcata;
- Faxekalk mit Dromien und Naut. danicus.

Obersenon:
- Köpinger Sandstein und Tullstroper Schreibkreide mit Bel. mucronata.

Untersenon:
- Trümmerkalk (Gruskalk) von Ignaberga, Balsberg u. Tosterup mit Actinocamax mamillatus, zu unterst mit Act. quadratus;
- Schichten von Kullemölla und Lyckås mit Actinoc. granulatus u. Scaph. binodosus;
- Untere Mergel von Rödmölla mit Actinoc. westfalicus.

---

*) W. Deecke, Die mesoz. Formationen der Provinz Pommern. Greifswald 1894. S. 27. — Ders., Mitt. d. naturw. Ver. f. Neuvorpommern. Greifswald. Bd. XXXII u. XXXIII. 1901 u. 1902.

**) E. Stolley, Die Kreide Schleswig-Holsteins. Kiel 1891, und l. c. S. 153. — Ders., Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon. Kiel 1897.

***) Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 978.

†) E. Geinitz, Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 38; IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1887. S. 46; XVI. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1897. S. 275.

††) Schlüter, N. Jahrb. 1870. S. 930. — Lundgren, Lunds Univ. Årsskr. XXIV. 1888.

Auf Bornholm*) ist nur das Untersenon vertreten und zwar zu unterst durch Grünsand mit Act. westfalicus, darüber grauer kieseliger Kalk mit Actin. mamillatus und Inoc. lingua, sowie Mergel mit Scaphites binodosus.

5. Das Gebiet des mitteldeutschen und böhmischen Quaders. Ihm gehören die cretaceïschen Formationen Sachsens, Böhmens, der Grafschaft Glatz und der Umgebung von Löwenberg in Niederschlesien, sowie der Gegend von Regensburg und Passau an. Dieselben repräsentieren, ähnlich wie in Westfalen, nur die drei oberen Stufen der Kreide, sind jedoch, namentlich was ihren Gesteinscharakter betrifft, von jenen vollkommen verschieden ausgebildet. Es beruht dies vorzüglich auf der enormen Entwickelung des Quadersandsteines in jeder der drei obercretaceïschen Stufen, welcher u. a. die bekannten Felspartien der sächsisch-böhmischen Schweiz, des lausitzer Gebirges, von Adersbach und Weckelsdorf, der Heuscheuer zusammensetzt.

Die obere Kreide des sächsischen Anteiles der böhmischen Quaderprovinz gliedert sich nach den neuesten, sich auf die grundlegenden Arbeiten von H. B. Geinitz stützenden Spezialuntersuchungen jenes Gebietes**) von oben nach unten wie folgt (vergl. Profil Fig. 530).

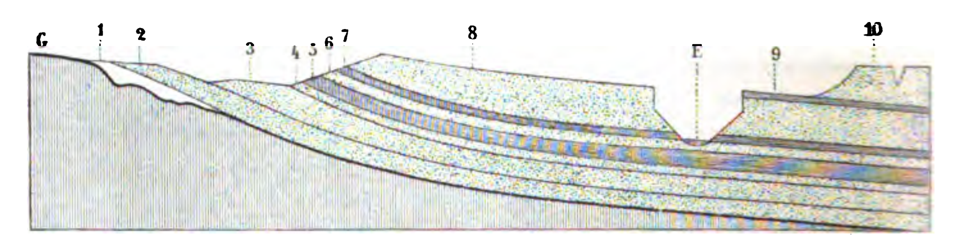


Fig. 530. Profil durch die obercretaceïsche Quaderformation des Elbtalgebirges. *E* Elbe oberhalb Pirna, *G* Grundgebirge, *1—10* Stufen der Quaderformation. Die Zahlen sind die nämlichen wie in der beistehenden textlichen Gliederung.

Turon.

f. Stufe des Inoceramus Cuvieri.

10b. Tonmergel mit Inoceramus Cuvieri Sow. Nur südöstlich des erzgebirgischen Abbruches entwickelt. Wahrscheinlich ist ihm äquivalent

10. der Überquader, der in der Sächsischen Schweiz dem Scaphiten-Horizonte in steilen Einzelbergen aufgesetzt ist.

e. Stufe des Scaphites Geinitzi.

9. Mergel und Tone der Copitzer Ebenheit, von Zatzschke, Oberposta und Bodenbach mit Sc. Geinitzi, Sc. auritus, Inoceramus latus und Baculiten.

---

*) W. Deecke, Geol. Führer durch Bornholm. Berlin 1899. S. 49. — E. Stolley, l. c.

**) Geol. Spezialkarte von Sachsen. Sekt. Freiberg und Tharandt von A. Sauer. — Sekt. Glashütte und Rosenthal von F. Schalch, — Sekt. Berggießhübel, Pirna. Großer Winterberg und Königstein von R. Beck. — W. Petrascheck, Faziesbildungen im Gebiete der sächs. Kreideformation. Isis. Dresden. 1899. H. 2.

d. Stufe des Inoceramus Brongniarti.

8. Brongniartiquader mit In. Brongniarti, Lima canalifera, Vola quadricostata, Exogyra columba, Rhynchonella plicatilis. In ihn ist das Elbtal eingeschnitten, ebenso bildet er die Gipfelschichten des Hohen Schneebergs.

   Seine untere Abteilung kann vertreten sein durch die Zonen 7—4:

7. Mergel des oberen Talrandes der Gottleuba; versteinerungsleer.

6. und 4. Glaukonitsandstein mit Rhynchonella bohemica Schloenb. (Pirna, Cotta'er Berg, Rosenthal, Hoher Schneeberg). Zwischen denselben schiebt sich

5. Pläner mit In. Brongniarti, Spondylus spinosus und Amm. Woolgari (Hoher Schneeberg, Krietzschwitz, Cotta'er Berg, Copitz) ein.

c. Stufe des Inoceramus labiatus.

3. Labiatusquader mit Inoc. labiatus, Pinna decussata. Zu unterst oft mergelig und tonig, nach NW zu kalkig werdend und in Labiatuspläner übergehend.

Cenoman.

b. Stufe der Ostrea carinata.

2. Carinatenschichten, zu oberst Plänersandstein mit Actinoc. plenus, Cidaris Sorigneti, Pecten membranaceus, Vola notabilis, Inoceramus striatus. In seiner Klippenfazies in Form von groben Konglomeraten, Muschelbreccien und Mergelkalken als Ausfüllung von Vertiefungen, Kesseln und Spalten des Untergrundes, mit Actinoc. plenus, Cidaris Sorigneti und zahlreichen Spongien, sowie vielen Ostreen, Alectryonien und Exogyren (Plauen, Hoher Stein, Gamighübel, Kahlebusch). Nach NW und N zu geht der Plänersandstein in den Carinatenpläner über, dieser ebenfalls mit Actinoc. plenus, Inoc. striatus und Amm. Mantelli.

   Darunter Carinatenquader, außer mit Ostrea (Alectryonia) carinata u. a. mit Vola aequicostata, V. phaseola, Pecten asper, Protocardia Hillana, Inoceramus striatus, Nautilus elegans, Ammonites Mantelli.

a. Stufe der Crednerien.

1. Dunkle, dünnplattige Sandsteine und Schiefertone mit Laubholz-Blättern und Kohlenschmitzen. Nur lokal. (Pflanzenführende Schichten von Niederschöna, Paulshain.) Verknüpft mit Grundkonglomeraten und Kiesen.

Schon in der Nähe von Pirna beginnen die Plänersandsteine des Cenoman sowie sämtliche sandige Gesteine des Turon, also Labiatusquader (3) und Brongniartiquader (8) in zuerst sandige, dann reinere Mergel und Plänerkalke überzugehen. Weiter nach Westen verschwinden sie ganz (Dresden, Strehlen, Weinböhla), um ausschließlich kalkigen und mergeligen Gebilden Platz zu machen (vergl. Fig. 532). Diese überlagern hier als Labiatusmergel (mittlerer Pläner, Plänermergel) und darüber als Brongniartipläner (oberer Pläner, Strehlener Pläner) mit Micraster cortestudinarium, Terebr. semiglobosa, Terebratulina gracilis, Rhynch. plicatilis, Inocer. Brongniarti, Spondylus spinosus, Ammonites peramplus, den cenomanen Carinatenpläner und den Glaukonitsandstein des unteren Carinatenquaders (z. B. bei Dresden und Oberau).

Die obere Kreide der Grafschaft Glatz baut sich ebenfalls wesentlich aus Quadersandstein nebst Plänerkalken und Tonen auf, nur daß dortselbst auch noch das unterste Senon, der »Emscher« (Zone des Inoc. involutus, s. S. 645 und 647) als Quader (Kieslingswalder Sandstein) zur Entwickelung gelangt ist*).

6. Das Kreidegebiet Oberschlesiens, der Nordkarpathen und Polens**). In dem äußersten Osten Deutschlands und den angrenzenden Teilen Polens, Mährens und Galiziens hat die Kreideformation eine sehr bedeutende Verbreitung und umfaßt in Übereinstimmung mit der des nordwestlichen Deutschlands und im Gegensatze zu den dazwischen liegenden sächsisch-böhmischen Ablagerungen die sämtlichen Glieder der Gesamtformation vom Neocom bis zum Senon, jedoch mit weit übergreifender Lagerung der einzelnen obercretaceïschen Stufen. Das Neocom und der Gault sind ausschließlich innerhalb der Nordkarpathen, Cenoman und Turon in der Umgegend von Oppeln und Leobschütz in Oberschlesien, die senonen Gebilde vorzugsweise in Polen, weniger deutlich bei Oppeln zur Entwickelung gelangt. Das Karpathen-Neocom wird durch ein mächtiges Schichtensystem von Mergeln, Schiefern und Kalksteinen repräsentiert, welches das Hügelland der Umgebung von Teschen zusammensetzt. Sein oberstes Niveau repräsentieren die Pterophyllum, Zamites, Sequoia führenden, sowie an Crioceras und Ancyloceras reichen Wernsdorfer Schichten, — den Gault die Belemnites minimus führenden Sandsteine des Godula-Berges, welche die Zone südlich von dem Teschener Neocom bilden. Das Cenoman ist durch Sandsteine mit Protocardia Hillana und Exogyra columba bei Leobschütz und durch sandige Kalke mit Amm. Rhotomagensis bei Oppeln und Leobschütz, das Turon durch die Kreidemergel von Oppeln vertreten, während das Senon, abgesehen von versteinerungsarmen Sandsteinen nahe der letztgenannten Stadt, auf der Ostseite des polnischen Jurazuges eine große Verbreitung findet.

Kurz mag schließlich noch die Bemerkung Platz finden, daß im europäischen Rußland das sich an die tithonische Wolgastufe (S. 616) innig anschließende untere Neocom mit Bel. subquadratus, Aucella volgensis und Keyserlingi; das obere Neocom mit Ammonites versicolor und Decheni; das Aptien mit Amm. Deshayesi enorme Flächen im Gouv. Simbirsk und in der Gegend von Moskau und der Petschora bedeckt, während die obere Kreide nur im südlichen, nicht aber im nördlichen Rußland zur Ablagerung gelangte.

---

*) K. Michael, Z. d. D. geol. Ges. 1893. S. 195. — F. Sturm, Der Sandstein von Kieslingswalde. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1900. S. 39.

**) F. Römer, l. c. — Vergl. auch G. Gürich, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890. S. 130. — R. Leonhard, Fauna d. Kreideformation in Oberschlesien. Palaeontogr. Bd. XLIV. 1897. S. 11.

Auch auf dem nordamerikanischen Kontinente bildet die Kreideformation außerordentlich große Areale*). Eine Zone derselben zieht sich in einer Breite von 2 bis 6 deutschen Meilen, freilich an vielen Stellen durch Überlagerungen von jüngeren Gebilden unterbrochen, von der Stadt New-York aus durch die flachen Küstenstriche von New-Jersey, Delaware, Virginia und die beiden Carolinas, wendet sich dann an dem südlichen Ende des Alleghanysystemes durch Georgia und Alabama und breitet sich in dem Mississippitale zu einer weiten flachen Bucht aus, welche in nördlicher Richtung bis an den Zusammenfluß des Ohio und Mississippi reicht und einen großen Teil der Staaten Texas, Louisiana, Tennessee und Kentucky sowie von Mexiko umfaßt. Am genauesten ist die Kreide von Texas (durch F. Römer) und von New-Jersey mit der europäischen verglichen worden. Der paläontologische Gesamtcharakter der Kreide von New-Jersey ist ein ausgesprochen nördlicher und besitzt eine überraschende Ähnlichkeit mit dem des Senons von Mastricht und Aachen, indem beide etwa 40 Arten tierischer Reste gemeinsam haben und außerdem noch einige andere Spezies durch nah verwandte Formen vertreten sind**). Ältere Kreidegebilde, als senone, sind an der atlantischen Küste nur lokal bekannt. So enthält die in Maryland und Virginia als Basisschichten der Kreideformation auftretende, als altcretaceïsch (Wealden) angesprochene Potomac-Gruppe die ältesten bisher bekannten Laubholzblätter (vgl. S. 622 u. 633). Die texanische obere Kreide erhält durch ihren Reichtum an Hippuriten, Orbitulinen und Nerineen, sowie durch die Führung von Buchiceras einen südlichen (alpinen) Habitus, und wird von den korallenreichen Rudistenkalken der Comanche-Gruppe unterlagert. Im Innern des nordamerikanischen Kontinentes gewinnt die Kreideformation und zwar hauptsächlich in terrestrer, limnischer und brackischer, an Kohlen- und Lignitflötzen reicher Ausbildungsweise eine außerordentliche Verbreitung, setzt die Ebenen am Ostfuße der Rocky Mountains, sowie Teile der letzteren selbst zusammen und erstreckt sich weit nach Norden bis nach der arktischen See. Ihre untersten Stufen, die Great-Falls- und die Kootanie-Gruppe repräsentieren die ältere Kreide und zeichnen sich durch die Führung von Landpflanzen vom Charakter der Wealdenflora aus (s. S. 633). Darauf folgen mächtige Sandsteine z. T. mit Laubholzblättern (Dacota-Sandsteine), dann Mergel und Kalke (Colorado- und Montana-Gruppe) mit cenomanen und turonen marinen Resten (Inoceramen, Scaphiten, Baculiten, Belemniten) und auf diese die Laramie-Gruppe mit zahlreichen Kohlenflötzen, reicher Landflora und riesigen, z. T. gehörnten Dinosauriern (Ceratopsiden), — ein Schichtensystem, welches den Übergang zum Tertiär vermittelt. Endlich wird die pacifische Küste

*) Ch. A. White, Bull. U. S. geol. Survey. No. 82. 1891.

**) H. Credner, Z. d. D. geol. Ges. 1870. S. 191.

Nordamerikas von Alaska aus durch British Columbia bis nach California von einem cretaceïschen Streifen begleitet. Derselbe besteht zu unterst aus Vertretern des Neocom und Gault, der Shasta-Gruppe (mit Aucella, Ancyloceras und Crioceras), während die obere Kreide wesentlich nur durch die jüngste cretaceïsche, marine Chico-Tejon-Gruppe repräsentiert wird, in der sich der Übergang zum Tertiär vollzieht.

Aus der obercretaceïschen Schichtenreihe der Halbinsel Noursoak in Nordgrönland ist von Heer eine Flora beschrieben worden, an welcher Laubhölzer einen nicht unbeträchtlichen Anteil nehmen, bereits sehr verschiedene Typen repräsentieren und z. B. den Geschlechtern Populus, Ficus, Sassafras, Credneria und Magnolia angehören, denen Nathorst noch den Brotfruchtbaum (Artocarpus) zufügt, welcher jetzt z. B. auf den Sunda-Inseln heimisch ist.

Lagerungsverhältnisse der Kreide. Die Schichten der Kreideformation nehmen in dem bei weitem größten Teile ihrer Verbreitungsgebiete fast noch durchaus ihre ursprüngliche Lagerungsform ein. In diesem Falle dehnen sie sich horizontal aus, senken sich sanft nach einer Richtung oder bilden flache Mulden in gleichförmiger oder diskordanter Lagerung auf dem Jura oder noch älteren Schichten. Beispiele für derartige Lagerungsverhältnisse liefert das Senon von New-Jersey, welches dem Auge fast vollkommen horizontal erscheint, ferner der Quadersandstein und Pläner Sachsens, welche fast überall ganz flach geneigt sind, während z. B. bei Alfeld in Hannover, bei Löwenberg in Schlesien, in dem nördlichen Kreidebecken von Frankreich und England ausgezeichnete Muldenbildungen bekannt sind. An noch anderen Punkten, so bei Lüneburg, lagern sich die Schichten der Kreide mantelförmig um einen Kern von älteren Gesteinen, an dieser Stelle Trias und Zechstein, von welchem sie allseitig flach nach außen abfallen. Hingegen sind großartige Störungen der cretaceïschen Schichtenreihe, infolge deren diese geknickt, zerrissen oder überkippt erscheint, überall dort anzutreffen, wo sie an den gebirgsbildenden Faltungen teilzunehmen gezwungen worden ist. So wurden die Kreideschichten der Pyrenäen und Karpathen, namentlich aber der Alpen den kompliziertesten Windungen, Faltungen und Überschiebungen unterworfen (siehe Fig. 28 und 29, S. 67, ferner Fig. 531).

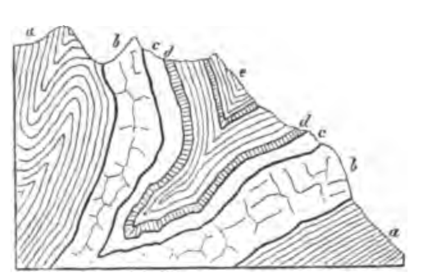


Fig. 531. Profil an der Keßler Alp in den bayerischen Alpen. Nach *Gümbel*. *a* Neocom, *b* Schrattenkalk, *c* Gault, *d* Seewenkalk, *e* Seewenschiefer (beides Cenoman).

Zu den großartigsten Dislokationen Zentraleuropas gehört die Empordrängung des Lausitzer Granites und des Meißner Syenites in das Niveau

der oberen Kreide der sächsisch-böhmischen Provinz und die lokale Überschiebung der ersteren über den Nordrand der letzteren, wie sie sich von Oberau bei Meißen bis zum Jeschken-Gebirge, also auf eine Erstreckung von 15—16 deutschen Meilen vollzogen haben. Lokal, so bei Weinböhla (Fig. 532), sind die cretaceïschen Schichten von dem sich überschiebenden

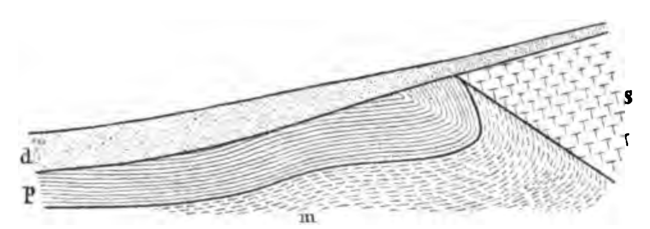


Fig. 532. Überschiebung des Syenites über turone Kreide bei Weinböhla unweit Dresden.
S Syenit, *m* Mergel mit Inoceramus labiatus, *p* Strehlener Pläner (vergl. S. 659), *d* Diluvialsand. Nach dem Aufschlusse i. J. 1890 von *Th. Siegert.*

Syenit vollständig umgebogen und überkippt worden. An anderen Stellen, z. B. bei Hohnstein, Saupsdorf, Zeidler, Daubitz, sind Fetzen des hier die Kreide unterlagernden Jura über den Quader hinweg geschleppt worden und bilden jetzt dessen Hangendes, über welches wiederum der Granit hinweggreift (S. 613).

Auch am nordöstlichen Rande des Harzgebirges wiederholen sich ähnliche Erscheinungen. In dem Landstriche zwischen Harzburg und Goslar hat eine vollkommene Überkippung der Schichten der Trias, des Jura und der Kreide vom Buntsandstein bis zum Senon stattgefunden, so daß die

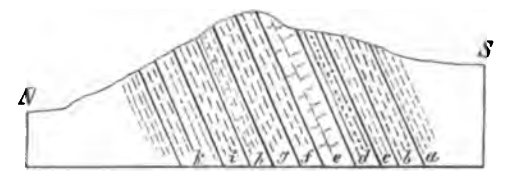


Fig. 533. Profil durch die überkippten Kreide- und Jura-Schichten des Langenberges bei Goslar. Nach *Heinrich Credner.*
k Hilston, *i* Hilskonglomerat } untere Kreide,
h, *g* und *f* oberster Kimmeridge, *e* Pteroceras-Schichten, *d* und *c* unterster Kimmeridge, *b* und *a* Oxford } weißer Jura.

jüngere Kreide den älteren Jura unterteuft, und die unterste Kreide, der Hils, von dem obersten weißen Jura überlagert wird, — wie dies besonders deutlich am Langenberge, dessen Profil in Fig. 533 gegeben ist, beobachtet werden kann. Überraschend ist es, daß ganz analoge Überkippungen der Kreide auch in verhältnißmäßig flacheren Teilen Deutschlands vor sich gegangen sind. So überlagern im Teutoburger Walde und an dessen südlichem

Fuße Wealden und Hils vollkommen gleichförmig die obere Kreide (Fig. 534) und Muschelkalk, Keuper, Lias und Serpulit wiederum die ersteren (vergl. auch Fig. 529).

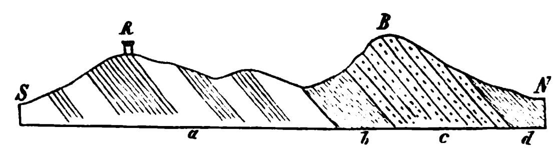


Fig. 534. Profil durch die überkippten Kreideschichten südlich vom Teutoburger Walde. Nach *Heinrich Credner*.
B Barenberg, *R* Ravensberg; *a* Turon, *b* Gault, *c* Neocomsandstein, *d* Wealdenton und Wealdensandstein.

Die staffelförmigen Verwerfungen der Schreibkreide von Rügen haben erst nach Ablagerung des älteren Glacialdiluviums stattgefunden, während die bizarren Biegungen und Überschiebungen der Kreide der Inseln Moen und Wollin auf Druckwirkungen des skandinavischen Inlandeises zurückgeführt werden.

Gänge von abbauwürdigen Mineralsubstanzen sind im allgemeinen Seltenheiten im Gebiete cretaceïscher Formationen. So treten z. B. bei Stadthagen in Westfalen eine Anzahl wenig mächtiger Gänge, welche Bleiglanz und Blende führen, in den Plänerkalken der oberen Kreide, ferner in den dem Gault angehörigen sandigen Schiefertonen der an Holland grenzenden Gegend von Bentheim mehrere Asphaltgänge auf, welche letztere in ausgedehntem Maße abgebaut wurden. Sie durchsetzen die flach gegen Süd fallenden Schiefertone in rechtem Winkel auf deren Streichen, stehen seiger, erreichen gegen 1 m Mächtigkeit und sind zum größten Teile von einem pechschwarzen, stark glänzenden Asphalt und neben diesem von blätterigstrahligem Kalkspat, Schwefelkies und einzelnen Fragmenten des Nebengesteines ausgefüllt. Die einzelnen Bestandteile dieser Gangmasse sind sehr gewöhnlich bandartig angeordnet und wiederholen sich, wie in Fig. 535 dargestellt, symmetrisch von jedem Salbande aus*).

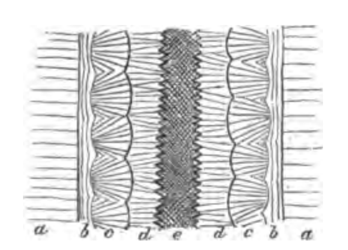


Fig. 535. Asphalt im Gault von Bentheim. Nach *Heinrich Credner*.
a Schieferton des Gault, *b* lettiger Asphalt, *c* radialstrahliger Schwefelkies, *d* blätterig stengeliger Kalkspat mit rhomboëdrischen Endflächen, *e* reiner Asphalt.

In Westfalen werden die Mucronatenmergel des Senons der Gegend zwischen Lippe und Münster einerseits und Werne und Stromberg anderseits von Gangzügen von Strontianit durchschwärmt. Diese Gänge streichen meist NW—SO, erreichen 1,5—2,5 m Maximalmächtigkeit und

*) Heinr. Credner, XI. Jahresb. d. naturhist. Ges. Hannover. 1860 u. 1861. S. 31.

führen außer Strontianit noch Kalkspat, Schwefelkies und Nebengesteinsfragmente*).

d) Die känozoische Formationsgruppe.

Die känozoische Schichtenreihe zerfällt in die **Tertiärformation** und die **Quartärformation,** letztere bestehend aus Diluvium und Alluvium.

Das Tertiär.

Charakter der Tertiärperiode. Im Verlaufe der Tertiärperiode erlangte die Erdoberfläche allmählich und im wesentlichen ihre heutige Konfiguration und die Fauna und Flora einen Gesamtcharakter, der sich auf das innigste an den der Jetztwelt anschließt. Diese Umgestaltung der gesamten irdischen Verhältnisse findet in folgenden Erscheinungen ihren Ausdruck:

1. **in fortwährenden Verschiebungen der Grenzen zwischen Festland und Meer** infolge säkularer Hebungen und Senkungen der Kontinente. Im Beginn der Tertiärzeit besaßen die heutigen Kontinente bei weitem nicht die Ausdehnung wie jetzt, vielmehr waren bedeutende Striche derselben noch vom Meere bedeckt, und tiefe Buchten und schmale Meeresarme erstreckten sich weit in ihr Inneres und zerteilten dieselben in Inseln und Halbinseln. Im Verlauf der tertiären Zeiträume fanden langsame Hebungen statt, infolge deren flache Küstenstriche über den Meeresspiegel gehoben, seichte Buchten und Kanäle trocken gelegt, tiefere zu Binnenmeeren umgewandelt, frühere Inseln durch Tiefebenen verbunden wurden und andere an Umfang wuchsen, während zugleich neue Inseln aus dem Meere auftauchten und früher zusammenhängende Ozeane durch Dämme von Festland getrennt wurden. In den Depressionen des jungen Festlandes sammelten sich die atmosphärischen Wasser an und bildeten Süßwasserseen. Auch die umgekehrte Bewegung, Senkung, fand in größerem Maßstabe z. B. im Bereiche der gesamten nordeuropäischen Tiefebene statt, um dann wiederum Hebungen Platz zu machen. Aus diesen Oszillationen der Kontinente gingen allmählich die jetzigen horizontalen Konturen derselben hervor, zugleich aber bedingten sie die für die tertiäre Schichtenreihe so charakteristische Wechsellagerung von marinen, brackischen und Süßwassergebilden, sowie (ganz abgesehen von den gleichzeitigen, tief eingreifenden klimatischen Veränderungen) fortwährende Wanderungen der Floren und Faunen nach Wohnstätten, in welchen sie die Möglichkeit einer Existenz vorfanden.

---

*) P. Menzel, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 125. — E. Venator, Berg- und Hütt.-Ztg. 1882. No. 1, 2 u. 3.

2. **in der Entstehung der heutigen Hochgebirge.** Der Hauptfaltungsakt der Mehrzahl der höchsten Gebirge, so der Pyrenäen, Alpen, Karpathen, des Himalaya und der Cordilleren fällt in die Tertiärperiode. Schichten, welche der ersten Hälfte dieses Zeitalters ihre Ablagerung verdanken, sehen wir hier heute z. B. in den Diablerets in Wallis und im Mont Perdu in den Pyrenäen über 3000, ja jungtertiäre Komplexe in manchen Gipfeln des Himalaya 4000—5000 m hoch emporgedrängt. Die Entstehung solch gewaltiger Gesteinswälle spiegelte sich, ganz abgesehen von der allgemeinen Veränderung der vertikalen Konturen der Kontinente, in der Herausbildung neuer Flußsysteme, in der Beeinflussung der klimatischen und meteorologischen Verhältnisse und dadurch der Faunen und Floren wieder.

3. **in vulkanischen Massenausbrüchen,** aus welchen trachytische, phonolithische, andesitische und basaltische Vulkangebirge und Deckensysteme hervorgingen (siehe S. 41 und hinten unter »vulkanische Erscheinungen während der Tertiärzeit«). Die mit diesen auf dem ganzen Erdenrund sich geltend machenden vulkanischen Ereignissen verbundene Abgabe tellurischer Wärme hatte eine besonders intensive Kontraktion der Erdrinde zur Folge, welche Veranlassung zu den sub 2 erwähnten Stauungserscheinungen, also Gebirgsfaltungen gab.

4. **in der Herausbildung der jetzigen Klimazonen.** Der Beginn dieses Vorganges fällt schon in ältere Perioden. So lassen sich vielleicht bereits in der Jura-, jedenfalls aber in der Kreidezeit Andeutungen klimatischer, von der Entfernung vom Äquator bedingter Verschiedenheiten in dem Hervortreten einer südlichen und nördlichen Fazies der Faunen beobachten (siehe S. 609 und 627). In der Tertiärperiode prägt sich diese zonenweise Sonderung der Klimata weiter und bestimmter aus, um allmählich zu dem heutigen Standpunkte der klimatischen Verhältnisse zu gelangen. Diese Vorgänge finden ihren unzweideutigen Ausdruck in der Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt. Die während der ganzen Tertiärperiode stattfindende fortwährende und allmähliche Bewegung der Isothermen nach dem Äquator zu hatte nämlich zur Folge, daß sich auch die Floren allmählich nach ihren jetzigen Verbreitungsgebieten zurückzogen, daß also ein nach dem Äquator gerichtetes Zurückweichen der bis dahin auch in nördlichen Breiten gedeihenden Formen stattfand. Das Resultat dieser Erscheinung ist, daß z. B. in Zentraleuropa auf die tropische und subtropische, indisch-australische Flora des Beginnes der Tertiärzeit (des Eocäns) die subtropische, mittelamerikanische Flora des Oligocäns und Miocäns und auf diese die gemäßigte mediterraneïsche Flora des jüngsten Tertiärs, des Pliocäns, folgte, daß also die Floren ein und derselben Tertiärablagerung allmählich ihren anfänglich tropischen Charakter verlieren und den eines gemäßigten Klimas annehmen.

Bei den an den Boden gefesselten Pflanzen geben sich die Wirkungen

klimatischer Veränderungen durchgreifender und augenfälliger zu erkennen, als bei der Tierwelt, jedoch finden sie auch in dieser und zwar namentlich in der Aufeinanderfolge der Meeresfaunen ihren unzweideutigen Ausdruck. So enthalten, um nur ein einziges Beispiel anzuführen, die untersten Ablagerungen des englischen Tertiärbeckens, die Londontone, die Fauna tropischer und subtropischer Meere, seine obersten Schichten der Mehrzahl nach die Mollusken der England bespülenden See, anfänglich noch mit denen südlicher Breiten gemischt, später dieselben ganz verdrängend, — eine Erscheinung, die sich überall in unseren Breiten, wo die tertiäre Schichtenreihe vollständig entwickelt ist, wiederholt.

5. **in dem vollständigen Aussterben vieler Tier- und Pflanzenformen und dem Zurücktreten anderer,** welche bis dahin als wesentliche Glieder der früheren organischen Welt charakteristisch für verflossene Perioden waren. Mit dem Beginn der Tertiärzeit verschwinden von der Weltbühne die Inoceramen und Exogyren (so massenhaft in Jura und Kreide verbreitet), die Rudisten (felsbildend in der Kreide), die Nerineen (ganze Bänke der Jura- und Kreideformation anfüllend), die Ammoniten und Belemniten (die verbreitetsten Tierformen des Jura und der Kreide), die Turriliten, Scaphiten, Baculiten und die übrigen Nebenformen der Ammoniten (so charakteristisch für die Kreide), endlich die mesozoischen Dinosaurier, Meeressaurier, Flugsaurier und Mosasaurier. Andere Tier- und Pflanzentypen treten mit Beginn der Tertiärperiode mehr und mehr in den Hintergrund, bis sie allmählich auf die verhältnismäßige Seltenheit in der Jetztwelt herabsinken. Hierher gehören namentlich die Cycadeen, die tropischen Coniferen, die Crinoideen, viele Molluskengeschlechter (vorzüglich Trigonia) und die Ganoidfische.

6. **in der großartigen Entfaltung von Tier- und Pflanzentypen, deren erstes Auftreten in mesozoische Perioden fällt,** so der Angiospermen, also Laubhölzer, von denen wir die ersten Spuren in der Kreide fanden, und der Palmen, der Batrachier, Squaliden und Knochenfische; endlich und zwar namentlich der Säugetiere. In ihrem und der Laubhölzer massenhaften Auftreten liegt einer der wesentlichsten Charaktere der Tertiärperiode. Die ältesten uns bekannten Reste der Säugetiere stammen aus der obersten Trias und gehören Beuteltieren an; im Dogger, weißen Jura und in der Kreide wiederholen sich ähnliche vereinzelte Vorkommnisse dieser niedrigsten, ihre Jungen in unreifem Zustande gebärenden Säugetiere, aber erst im unteren Tertiär beginnt sich eine größere Mannigfaltigkeit und Reichhaltigkeit innerhalb dieser Tierklasse zu zeigen; ihm gehören die ersten Vertreter der höher stehenden, vollkommen entwickelte Junge zur Welt bringenden Säugetiere (Placentalia) an*).

*) K. v. Zittel, Die geol. Entwickelung, Herkunft und Verbreitung der Säugetiere.

In der alttertiären Zeit sind es Huftiere und zwar sowohl Unpaarhufer, als Paarhufer, welche die verbreitetsten Formen liefern. Freilich sind diese z. T. noch wenig spezialisiert, vielmehr oft noch als Kollektiv-

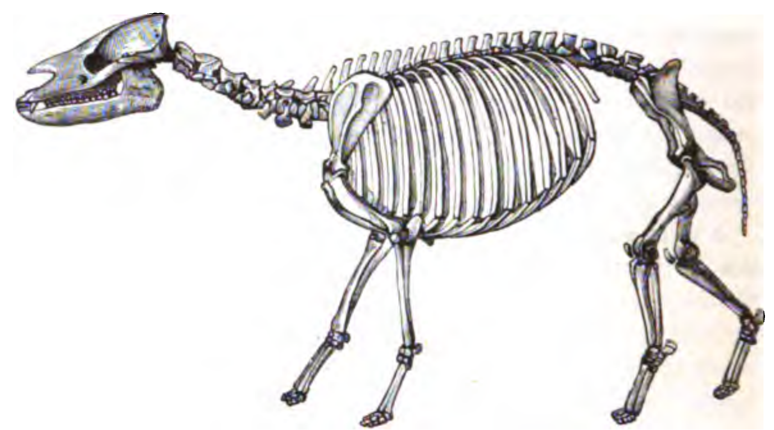


Fig. 536. Palaeotherium magnum Cuv.

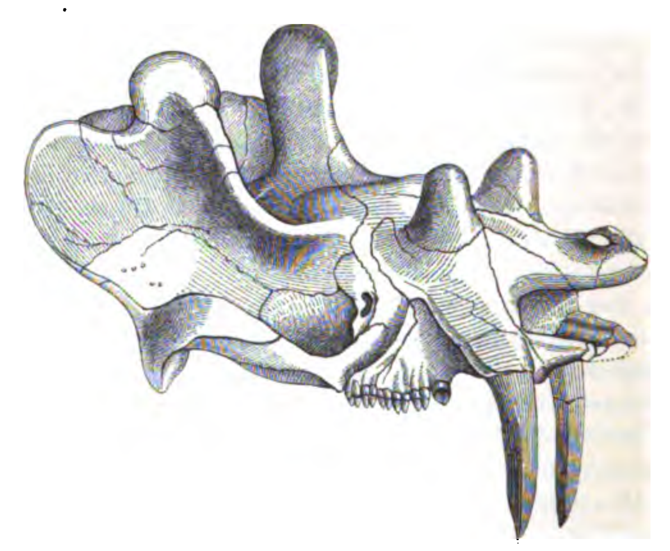


Fig. 537. Schädel von Uintatherium (Dinoceras) mirabile Marsh.

typen, als Bindeglieder heute scharf ausgeprägter Säugetierabteilungen ausgebildet. Zu den Unpaarhufern gehört vor allem das Palaeotherium (Fig. 536 und 572; tapirähnlich, mit rhinocerosartigem Zahnbau und mit drei gleichstarken Zehen, ein Ahne unseres Pferdes), zu den Paarhufern

---

Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. München. 1893. XXIII. H. 2. S. 137. — H. F. Osborn, Rise of the Mammalia in North America. Americ. Association. Aug. 1893.

hingegen Anoplotherium (Fig. 573; langschwänzig, wiederkäuerähnlich, mit zwei Zehen und unbedeutenden Resten von Seitenzehen), ferner Anthracotherium (dem Wildschwein sowie dem Hippopotamus ähnlich). Zu den auffallendsten Gestalten der Huftiere jedoch zählen Coryphodon (bärenartig, aber mit dem Fußbau des Elephanten) sowie die Dinoceraten Uintatherium (Dinoceras) und Loxolophodon, aus dem nordamerikanischen Alttertiär. Letztere waren gewaltige, plumpe, elephantenähnliche Huftiere mit riesigen Hauern im Oberkiefer (Fig. 537), auf der Oberseite des Schädels mit 3 Paar Knochenvorsprüngen, welche wohl als Träger großer Hörner dienten. Mit allen diesen Huftieren waren primitive Formen der Raubtiere (Creodontia), der Halbaffen (Lemuriden), Nager und Insektivoren vergesellschaftet.

Dem Alttertiär gehören die weiter hinten zu besprechenden Säugetierfaunen von Cernays in Frankreich, der Puerco-, Wahsatch- und Bridger-Gruppe in Nordamerika, ferner des Montmartre in Frankreich, von Bembridge in England, sowie der Bohnerz- und Phosphoritablagerungen im schweizer, schwäbischen und fränkischen Jura und des Quercy in Frankreich an.

Reichlicher und schärfer ausgeprägt gestaltet sich die Säugetierfauna des Jungtertiärs, welche vorzüglich durch z. T. moderne Geschlechter echter Raubtiere (Hyaena, Machaerodus, Felis, Canis, Ursus), der Nashörner (Rhinoceros), der Pferde (Anchitherium, Hipparion), der Paarhufer (Hippopotamus, Procamelus, Hirsche und Antilopen), der Rüsselträger (Dinotherium, Mastodon) und der Affen vertreten ist.

7. **in dem allmählichen Erscheinen einer immer größeren Anzahl den heutigen nahe stehender und endlich mit ihnen identischer Molluskenarten**, demzufolge die Zahl der im Tertiär vertretenen, jetzt noch lebenden Spezies in den jüngeren Tertiärablagerungen mehr und mehr wächst. So nimmt man von der Molluskenfauna der Miocänformation (das Tertiär zerfällt in Eocän, Oligocän, Miocän und Pliocän) an, daß sie 10—40 Prozent, von dem älteren Pliocän, daß es 40—60, von dem jüngsten Pliocän, daß es schon 60—90 Prozent noch lebende Molluskenarten enthalte.

Faßt man die oben beschriebenen Erscheinungen kurz zusammen, so gelangt man zu folgender **Charakteristik der Tertiärperiode:** die Tertiärperiode ist das Zeitalter, in welchem Palmen, Laubhölzer und Säugetiere zu einer formenreichen Entfaltung gelangen; infolge einer schärferen Ausbildung der Klimazonen macht sich eine zonenweise, von der Entfernung vom Äquator abhängige Sonderung der Organismen immer bemerklicher; unter den verschiedenartigen klimatischen Einflüssen, die durch Entstehung von Hochgebirgen noch komplizierter werden, bilden sich innerhalb der Meere und deren Buchten die mannigfaltigsten Lokalfaunen aus. Ähnliches ist auf dem Festlande und in den süßen Gewässern der Fall. Die klimatischen Verhältnisse nähern sich mehr und mehr denen unserer Zeit,

Hand in Hand damit geht das Auftreten einer immer größer werdenden Anzahl von Tier- und Pflanzenformen, welche mit denen der Jetztzeit identisch sind. Die Mannigfaltigkeit der irdischen Verhältnisse und des organischen Lebens während der Tertiärperiode ist größer, als in irgend einem der vorhergehenden Zeitalter und repräsentiert die letzte Stufe der Erdentwickelung vor ihrem Eintritt in die Jetztzeit.

Der Vollzug aller dieser Vorgänge während der Tertiärperiode ist recht dazu geeignet, uns die Größe des Zeitraumes, welchen die Erdentwickelung in Anspruch nahm, vor Augen zu führen. Ganze Faunen und Floren sind innerhalb dieser einen Periode von anderen verdrängt worden, der vielverzweigte Stamm der Säugetiere hat sich während derselben entwickelt, Hochgebirge sind entstanden, aus Inselgruppen sind Kontinente geworden. Und doch füllt diese Tertiärperiode nur das letzte Blatt der Erdgeschichte, soweit sich diese vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat.

Die Schichtenreihe des Tertiärs in allgemein gültiger Weise zu gliedern, die einzelnen Unterabteilungen entfernter Tertiärareale mit einander zu parallelisieren und für sie charakteristische Merkmale aufzustellen, hat ungemeine Schwierigkeiten. Man denke sich einen Teil der jetzigen Meere durch Hebungen trocken gelegt, ihren Zusammenhang durch jüngere Ablagerungen verdeckt oder durch Erosion zerschnitten, einen Teil dieses jungen Festlandes zu Gebirgen emporgestaut, anderes in seiner ursprünglichen Lagerung erhalten, — welche Anhaltspunkte würde ein Geolog der Zukunft haben, um die Gleichalterigkeit der Sedimente des Roten und des Mittelländischen Meeres, des Stillen Ozeans und des Golfes von Mexiko beweisen zu können? In der Übereinstimmung der Bewohner dieser Gewässer würde er sie, trotzdem die letzteren oft nur durch wenige Meilen Festland von einander getrennt sind, nicht finden. Die Ablagerungen aus der Tertiärperiode umschließen aber außerdem die Beweise einer mehrmaligen Umgestaltung der Faunen jedes Meeres, der Tier- und Pflanzenwelt jeden Kontinentes, so daß sich die Verhältnisse zu außerordentlich schwierigen gestalten. Die einzige Möglichkeit der Feststellung des größeren oder geringeren Alters tertiärer Meeresablagerungen und dadurch ihrer Äquivalenz beruht auf der Vergleichung ihrer Faunen mit denen der benachbarten Meere, als deren Rückstände sie zu betrachten sind und mit denen sie um so mehr Arten gemeinschaftlich führen werden, je jünger sie sind, während umgekehrt größere Unähnlichkeit und (beim Tertiär unserer Breiten) sich mehrende tropische Charakterzüge für größeres Alter sprechen. Man hat früher geglaubt, in der Molluskenfauna des Eocäns 3, des Miocäns 19, des Pliocäns 52 Prozent noch lebender Arten zu erkennen, Verhältniszahlen, welche infolge jedes neuen Fundes schwanken und wegen der Schwierigkeit der Identifizierung der Spezies und der Unbestimmtheit des

Speziesbegriffes unsicher bleiben mußten. Nach neueren Vergleichen haben sich jene Werte dahin umgeändert, daß im Eocän noch keine, im Oligocän und Miocän etwa 10—40, im Pliocän gegen 40—90 Prozent jetzt noch lebender Molluskenarten auftreten.

Von derartigen Grundlagen ausgehend, also je nach dem obwaltenden Grade der Ähnlichkeit mit der heutigen organischen Welt, hat man das Tertiär wie folgt gegliedert:

II. Jungtertiär (Neogen):
2. Pliocän,
1. Miocän.

I. Alttertiär (Paläogen):
2. Oligocän,
1. Eocän.

Wir werden jede dieser Stufen für sich betrachten und, da eine Generalisierung nicht wohl möglich ist, von den zahlreichen lokalen, jedesmal nur auf gewisse Gebiete beschränkten Ausbildungsweisen einige typische Beispiele kurz beschreiben.

Das Alttertiär.

Das Eocän.

	Das Eocän Südenglands	Das Eocän des Seinebeckens	Das Eocän Belgiens
Ober-eocän	Barton clay and sand	Bartonien: Calcaire de St. Ouen. Sables moyens de Beauchamp.	Système Wemmelien
Mittel-eocän	Bagshot- and Bracklesham-sand	Lutétien: Calcaire grossier (Pariser Grobkalk)	Syst. Laékenien Syst. Bruxellien
	London clay and Bognor beds	Yprésien: Sables nummulitiques de Cuise	Syst. Paniselien Syst. Yprésien
Unter-eocän (Paleocän)	Woolwich and Reading beds = Plastic clay	Sparnacien: Argile plastique et lignite du Soissonnais	Syst. Landenien
	Thanet sands	Thanétien: Sables de Bracheux, Marnes strontianifères de Meudon Faune de Cernays	Syst. Heersien

Das Eocän im südlichen England. Die tertiäre Schichtenreihe Englands beginnt mit:

Untereocän (Paleocän).

1. Thanetsanden, kiesigen Sanden und untergeordneten Sandsteinen, welche den Boden der Kreidemulde, in der sich das Tertiär ablagerte, lokal bedecken. Mit mariner Fauna (Fusus, Scalaria, Nucula, Ostrea). Auf sie oder, wo sie fehlen, direkt auf die weiße Kreide folgt
2. die Woolwich and Reading Series, ein etwa 30 m mächtiger Komplex von meist dunkelen, zum Teil bunten plastischen Tonen, wechsellagernd mit weißen Sanden und Feuersteinkies, welche sich durch das Auftreten von untergeordneten Braunkohlen und das Vorkommen von Cyrenen, Cerithien, Melanien, Melanopsis und Paludina als eine wenigstens teilweise fluviatile und brackische Bildung zu erkennen gibt. Die beiden häufigsten Conchylien sind: Cyrena cuneiformis Sow. und Melania inquinata Desh. (Fig. 538 und 539).





Fig. 538. Cyrena cuneiformis Sow.



Fig. 539. Melania inquinata Desh.

Diese beiden Komplexe nebst ihren Äquivalenten sind von Schimper, v. Koenen und englischen Geologen als selbständige Stufe (Paleocän) vom Eocän abgetrennt worden.

Mitteleocän.

1. Der London-Ton, gegen 200 m mächtig, einförmig zähe, graue oder braune Tone mit Septarien, welche sehr reich an organischen Resten sind. An seiner Basis die Oldhaven-Beds (Feuerstein-Kiese). Die Blätter und Früchte einer Anzahl tropischer Pflanzen, die Reste von Krokodilen, Schildkröten, Vögeln (diese bei Odontopteryx mit knöchernen Zähnen) und Säugetieren (Coryphodon. Didelphys) weisen darauf hin, daß sich die London-Tone in der Nähe von Festland abgelagert haben müssen, welchem die genannten organischen Reste durch Flüsse entführt worden sind. Neben ihnen finden sich zahlreiche Arten von Conus, Voluta, Cypraea, Nucula, Aturia, welche ebenso wie jene für ein damals herrschendes tropisches Klima sprechen. Einige charakteristische Formen sind: Nucula amygdaloides Sow., Voluta nodosa Sow., Rostellaria macroptera Brand. Aturia zickzack Sow. (Fig. 540—543).



Fig. 540. Nucula amygdaloides Sow.



Fig. 541. Voluta nodosa Sow.

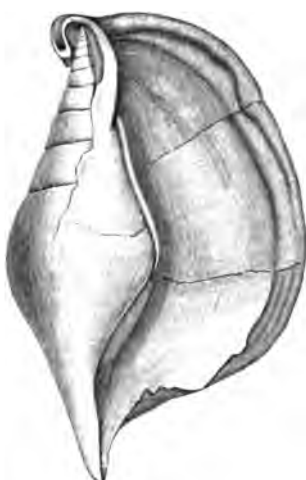
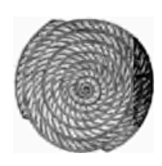


Fig. 542. Aturia zickzack Sow. Fig. 543. Rostellaria macroptera Brand

Aus dem London-Ton.



Fig. 544. Venericardia planicosta Lam.



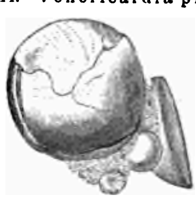


Fig. 545 u. 546. Nummulites laevigatus Lam. (Fig. 545 im Längsbruche.)





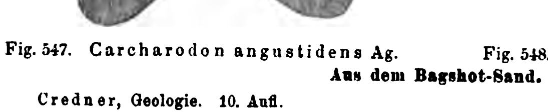


Fig. 547. Carcharodon angustidens Ag. Fig. 548. Otodus obliquus Ag.

Aus dem Bagshot-Sand.

2. Bagshot- und Bracklesham-Sand. Auf die London-Tone folgen in der Nähe der englischen Hauptstadt bis gegen 200 m mächtige gelbe, unfruchtbare Quarzsande (Bagshotsande), auf welche ein glaukonitischer sandiger Schieferletten aufgelagert ist. Während die ersteren fast vollkommen versteinerungsleer sind, führen die Grünsande neben den Resten von Gavialen und Schildkröten sowie Fischzähnen (Fig. 547 und 548) zahlreiche Individuen von Venericardia planicosta (Fig. 544), Ostrea flabellula und Corbula striata. Weiter südlich sind diese mittleren Bagshotsande, die dort Bracklesham-beds genannt werden, sehr reich an organischen Resten, welche deren Äquivalenz mit dem Pariser Grobkalke beweisen und bei Besprechung dieses letzteren zum Teil abgebildet werden sollen, so Cerithium giganteum Lam., Murex asper, Conus deperditus, Cypraea inflata, Voluta crenulata, Turritella imbricata, Turritella terebellata, Venericardia planicosta (Fig. 544), Pectunculus pulvinatus, Turbinolia sulcata, Nummulites laevigatus (Fig. 545 und 546) u. a.

Obereocän.

Barton-Ton und -Sand; bis 120 m mächtige, dunkele, sandige Tone mit Sphärosideritnieren, sowie mit Nummulites variolarius Lam., Numm. pla-



Fig. 549. Chama squamosa Eichw.

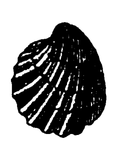


Fig. 550. Cardita sulcata Brug.

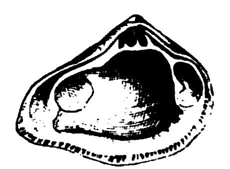


Fig. 551. Crassatella sulcata Sow.



Fig. 552. Typhis pungens Brand.



Fig. 553. Voluta athleta Sol.



Fig. 554. Terebellum fusiforme Lam.

nulatus, Chama squamosa Eichw., Cardita sulcata Brug., Crassatella sulcata Sow., Typhis pungens Brand, Voluta athleta Sol., Terebellum fusiforme Lam. (Fig. 549—554).

Das Eocän des Pariser Beckens. Die hierher gehörigen Tertiärablagerungen bestehen aus einem Komplex von abwechselnden marinen, brackischen und Süßwassersedimenten und füllen, überlagert von den jüngeren Tertiärgebilden, ein flaches, tellerförmiges Becken aus, welches von der obersten Kreide geformt wird und in dessen Zentrum Paris liegt. Die Hauptglieder dieser nordfranzösischen eocänen Schichtenreihe sind:

Untereocän (Paleocän).

1. Thanétien: Sande von Bracheux. Diese Gruppe beginnt mit den Strontian führenden Mergeln von Meudon, dann weißen Sanden und Mergeln, welche Süßwasserconchylien sowie die Reste von Arctocyon primaevus, dem ältesten fleischfressenden Säugetier, führen. Auf sie folgen marine, graue, mitunter glaukonitische Sande mit Ostrea bellovacina, Crassatella sulcata, Voluta depressa usw. Beide zusammen sind die Repräsentanten des englischen Thanetsandes.

   Diesem untersten Eocän gehören auch die in der Gegend von Reims auftretenden Süßwasserschichten mit den Resten der ältesten tertiären Säugetiergesellschaft von Europa an, welche eine überraschende Ähnlichkeit mit der Fauna der nordamerikanischen Puerco-Gruppe (s. S. 679) hat. In dieser Fauna von Cernays sind außer einigen Beutelratten Creodonten (Fleischfresser von höchst primitivem Gepräge, z. B. Arctocyon), Huftiere und Halbaffen vertreten.

2. Sparnacien. Plastische Tone und Braunkohlen; Sande von Soisson mit Melania inquinata, Cyrena cuneiformis, Ostrea bellovacina, Lophiodon (= Woolwich and Reading beds).

Mitteleocän.

3. Yprésien. Sables nummulitiques de Cuise. Die plastischen Tone werden z. B. bei Cuise Lamotte bei Compiègne von glimmerreichen oder glaukonitischen Sanden überlagert, welche stellenweise reich an organischen Resten sind, unter welchen sich Nummulites planulatus Lam., Alveolina oblonga, Turritella edita, Nerita conoidea Lam. und zu oberst Venericardia planicosta durch ihre Häufigkeit hervorheben.

4. Lutétien. Der Grobkalk von Paris (Calcaire grossier), eine 20—30 m mächtige Schichtenreihe von sandigen, glaukonitischen oder mergeligen Kalksteinen, welche zu unterst sehr reich sind an Nummulites laevigatus, Numm. scaber, Ostrea flabellula und O. multicostata, in den mittleren Regionen vorzüglich häufig folgende Conchylien führen: das bis 0,7 m lange Cerithium giganteum (Fig. 558), Turritella imbricataria, Conus deperditus (Fig. 556), Cassis cancellata (Fig. 557), Cerithium hexagonum (Fig. 559), Fusus bulbiformis (Fig. 560), Chama calcarata, Lucina mutabilis und concentrica, Cardita imbricata, Crassatella ponderosa (Fig. 561), Corbis lamellosa, Cardium porulosum (Fig. 562), Venericardia planicosta (Fig. 544). Der obere Grobkalk namentlich mit: Cerithium angulosum, interruptum und lapidum, Lucina saxorum und Cardium obliquum. Gewisse Schichten, vorzüglich des mittleren Grobkalkes, die Miliolidenkalke, bestehen fast lediglich aus Foraminiferenschalen von etwa Sandkorngröße und liefern einen trefflichen Anhaltspunkt zur Orientierung in dem Tertiär des Seinebeckens. Auch Cerithien, von denen im Pariser Becken über 150 Spezies bekannt sind, können einzelne Schichten des Grobkalkes vollkommen ausfüllen. Zugleich mit Skeletteilen einer vorwiegend aus Huftieren bestehenden Säugetierfauna (Lophiodon, Propalaeotherium, Palaeotapirus).

Obereocän.

5. Bartonien. Sables moyens, grès de Beauchamp. Lichte Quarzsande, in denen außer zahlreichen marinen Mollusken namentlich ein kleiner Nummulit (N. variolarius) häufig ist.

   Süßwasserkalk von St. Ouen mit Planorbis, Limnaeus longiscatus, Hydrobia pusilla, Bithynia, Cyclostoma usw.

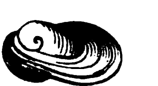
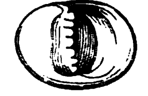



Fig. 555. Nerita conoidea Lam.

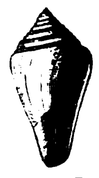


Fig. 556. Conus deperditus Lam.

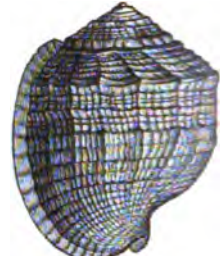



Fig. 557. Cassis cancellata Lam.

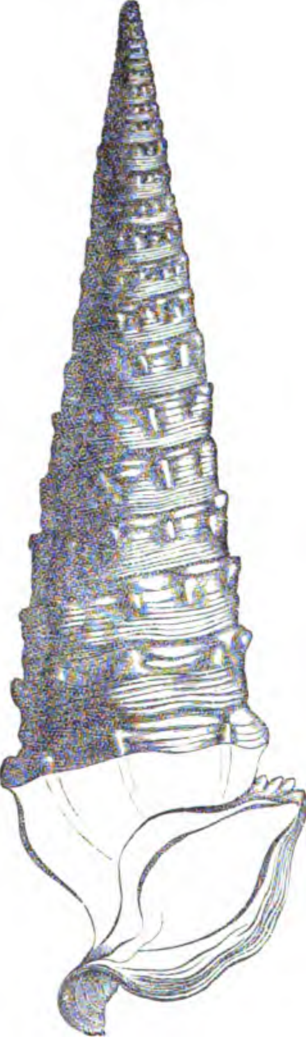


Fig. 558. Cerithium giganteum Lam.



Fig. 559. Cerithium hexagonum Brug.



Fig. 560. Fusus bulbiformis Lam.

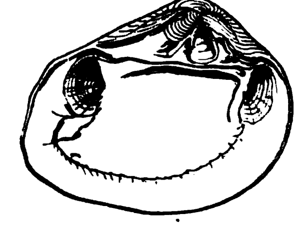
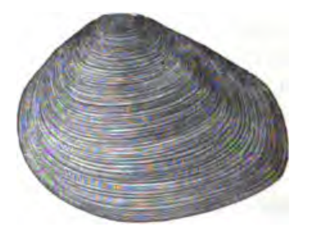



Fig. 561. Crassatella ponderosa Nyst.

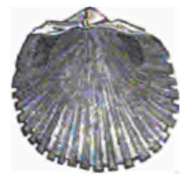



Fig. 562. Cardium porulosum Lam.

Aus dem Pariser Grobkalk.

Das Eocän des Südens*). In der Jura-, namentlich deutlich aber in der Kreideformation offenbarte sich die Erscheinung, daß deren südliche Verbreitungsgebiete einen von den nördlichen vollkommen verschiedenen Gesamtcharakter besaßen. Ähnliches wiederholt sich in der Eocänformation.



Fig. 563. Nummulitenkalkstein aus den Pyrenäen mit Längsdurchschnitten von Nummulites Puschi d'Arch.

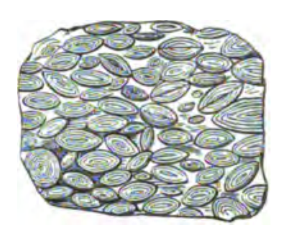
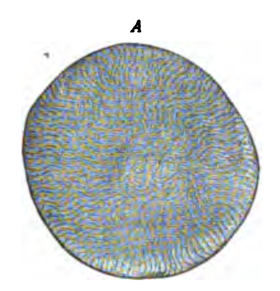


Fig. 564. Nummulitenkalkstein aus Ungarn mit Querdurchschnitten von Nummulites scaber Lam.



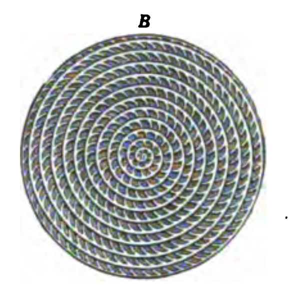


Fig. 565. Nummulites nummularius. *A* äußere Ansicht, *B* Horizontaldurchschnitt der Schale.

War es in der Kreide die merkwürdige Gruppe der Rudisten und Caprotinen, welche jene alpine Fazies bedingte, so ist es in dem Eocän das nicht weniger eigentümliche Geschlecht der Nummuliten (Fig. 565), auf deren plötzlichem Auftreten in unermeßlichen Scharen der Habitus des südlichen Eocäns beruht. In diesem bilden sie oft fast das ausschließliche Material mächtiger Schichtenkomplexe (Fig. 563 u. 564), welche man als Nummulitenschichten bezeichnet.

Diese südliche oder alpine Fazies des Eocäns ist eins der großartigsten geologischen Phänomene. Mächtige Schichtensysteme bestehen zum Teil fast lediglich aus linsen- bis talergroßen Schalen von Nummuliten, einem Foraminiferen-Geschlechte, welches eine Häufigkeit der Individuen erreicht, für die wir kaum ein Analogon besitzen, um nach kurzem wieder zu verschwinden. Und wie gewaltig war ihr Verbreitungsgebiet! In einer nur

*) Studer, Geologie der Schweiz. Bd. II. Bern und Zürich 1853. S. 87 u. f. — Gümbel, Geogn. Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. Gotha 1861. S. 579 u. f. — F. v. Hauer, Geologie. 2. Aufl. 1877. Eocänformation in den Alpenländern und in den Karpathenländern. — O. Heer, Urwelt der Schweiz. 1879. S. 244.

wenig unterbrochenen Zone und in größter Gleichförmigkeit ziehen sich die Felsen, welche lokal fast ausschließlich von ihren Schalen aufgebaut sind, von Spanien und Marokko aus, die beiden Seiten des mittelländischen Meeres entlang, durch die ganzen Alpen und Karpathen, durch die Apenninen, Griechenland, die Türkei, die Krim und den Kaukasus, durch Nordafrika, Ägypten und Kleinasien, durch Persien und Ostindien bis nach China, Java, Sumatra und den Philippinen, kurz von einem bis zum anderen äußersten Ende der alten Welt. An dem Baue der gewaltigsten Gebirge, welche diese trägt, haben sie teilgenommen, sind bei deren Entstehung in ihrer Lagerung so gestört und von gewaltsamen Dislokationen betroffen worden, daß sie sich jetzt unter höchst verworrenen Lagerungsverhältnissen in bis 3000, ja 5000 Meter Höhe finden.

Die Nummulitenschichten sind größtenteils dichte, zähe, graue, gelbe oder rote Kalksteine, die sich stets durch ihren Reichtum an Nummuliten auszeichnen, ja lediglich zu Aggregaten von millionenweise dicht übereinander liegenden Nummuliten werden. Nicht selten wird die Kalksteinmasse, welche die einzelnen Nummuliten zusammenhält und verkittet, durch Sand vertreten, so daß Nummulitensandsteine entstehen. In ganz ähnlicher Weise stellen sich oolithische Eisenerze ein, so am Kressenberg und bei Sonthofen im südlichen Bayern.

Außer diesen Foraminiferen kommen, zum Teil mit ihnen vergesellschaftet, zum Teil auf Schichten, welche mit Nummulitenbänken wechsellagern, beschränkt, eine große Anzahl anderer fossiler Reste vor, unter denen sich als für die südliche Fazies des Eocäns charakteristisch Riffkorallen und eine Fülle von Seeigeln besonders hervorheben, während andere mit solchen aus den eocänen Ablagerungen von England und des Seinebeckens identisch sind. Als bekannte derartige Fundstellen sind zu nennen: der Kressenberg in den bayerischen Alpen, Biarritz am Fuße der Pyrenäen, Ronca und Monte Postale in Oberitalien, Mokattam bei Kairo. Durch seinen Reichtum an wohlerhaltenen Fischen und Palmen ist der Kalkschiefer des Monte Bolca in Oberitalien berühmt.

Außer durch die eben kurz geschilderten Nummulitenschichten spricht sich die südliche Fazies des Alttertiärs in noch einer zweiten, eigentümlichen Gesteinsbildung aus, dem Flysch, von welchem S. 649 und 654 gezeigt wurde, daß seine Bildung bereits in der Kreidezeit begann, der also ein Faziesgebilde teils der Kreideformation, teils des unteren Tertiärs (des Eocäns und Unteroligocäns) vorstellt, dann mit den Nummulitenkalken eng verknüpft ist und z. B. die versteinerungsreichen Kressenberger Schichten der bayerischen Alpen konkordant überlagert (Fig. 566). Der Flysch (Macigno der Seealpen und Apenninen) ist eine mächtige Schichtengruppe von dunkelfarbigen Schiefern und Sandsteinen, tonigem Kalkstein und Mergelschiefer, deren Schichtenflächen häufig von Fucoiden (Chondrites) bedeckt

sind*). Nicht selten sind dem feintonigen Flysch größere Gerölle und Blöcke eingestreut, die z. T. den benachbarten Bergketten fremd sind, dahingegen in den Alpen und Karpathen aus früher nördlich vorliegenden Gebirgswällen herstammen (exotische Blöcke). Dieser Flyschformation gehören

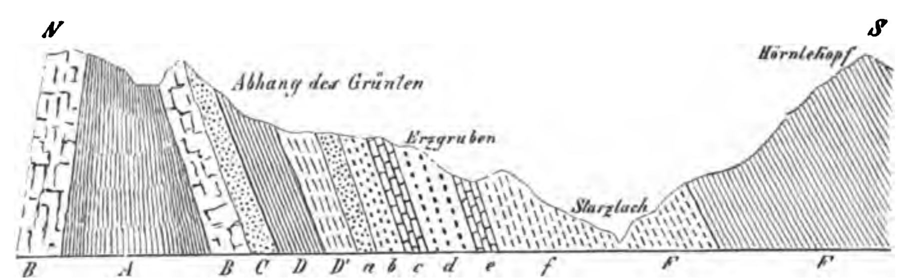


Fig. 566. Profil der Nummulitenformation am Grünten bei Sonthofen in Südbayern. Nach *Gümbel*.

A unteres Neocom
B Schrattenkalk
C Gaultsandstein
D Seewenkalkstein
D' Seewenmergel
} alpine Kreide.

a Grünsandstein
b Mergelschiefer
c Nummulitenkalkstein
d Mergel mit Eisenerzen
e quarziger Nummulitenkalk
f flyschähnliche Nummulitenschichten
F Flysch
} alpines Eocän.

auch die schwarzen Dachschiefer von Glarus an, welche durch ihren Reichtum an Knochenfischen (Palaeorhynchus, Meletta) berühmt geworden sind. Jedenfalls ist ein mehr als 300 m mächtiges Schichtensystem, welches abgesehen von den Fischen in den glarner Schiefern und den Kriechspuren von Würmern keinerlei animalische Reste zeigt, unmittelbar zwischen von Tiergehäusen angefüllten Gesteinsbildungen eine höchst auffallende Erscheinung, welche das Eigentümliche des alpinen Alttertiärs noch erhöht.

Das Alttertiär der Rocky Mountains. In dem Raume zwischen den Rocky Mountains und dem Wahsatchgebirge breiten sich in der enormen Mächtigkeit von über 3000 m Süßwasserablagerungen als Ausfüllungsmassen eines wesentlich der Eocänperiode angehörigen großen Binnensees aus. Ihre Oberfläche bildet jetzt ein weites, dürres, wüstenartiges Tafelland, welches durch Erosion und Denudation terrassenförmig zerschnitten und z. T. in eine phantastische Felsenlandschaft umgestaltet worden ist (Bad Lands). Diese alttertiäre Binnenformation zeichnet sich durch ihren Reichtum an Skeletten von Wirbeltieren und zwar namentlich von Säugetieren aus und gliedert sich in 5 Unterabteilungen, deren jede durch eine selbständige Fauna charakterisiert wird. Der unterste, etwa 1000 m mächtige Schichtenkomplex, die Puerco-Gruppe, umschließt die Reste von etwa 100 Säugetierarten, unter denen Creodontia (Urfleischfresser)

---

*) A. Rothpletz, Über die Flysch-Fucoiden. Z. d. D. geol. Ges. 1896. S. 854.

vorwiegen. Zu diesen gesellen sich Amblypoda (primitive Huftiere), Tillodontia (teils an Raubtiere, teils an Nager erinnernd), Halbaffen und Beutelratten. In der nächsten, etwa 800 m mächtigen Wahsatch-Gruppe walten neben Creodonten von ausgesprochenem Raubtiergepräge Huftiere vor (so Coryphodon, Lophiodon, Eohippus, Tapire). Die darauf folgende Green-River-Gruppe hingegen liefert ausschließlich Fische vom Habitus der Monte-Bolca-Fauna. Die nächst höhere, 800—900 m mächtige Bridger-Gruppe ist die Lagerstätte riesiger Dinoceraten (Uintatherium, Fig. 537, und Tinoceras), ferner von Coryphodon, Phenacodus und Tillotherium, sowie zahlreicher Nager, Insektivoren und Creodonten (Proviverra). Die letzten Absatzprodukte des ursprünglichen Wahsatch-Sees bildet die unter- und mittel-oligocäne Uinta-Gruppe mit einer Säugetierfauna, der außer Creodonten u. a. die Gattungen Titanotherium, Diplacodon, Amynodon und Epihippus angehören. Dem Alter nach schließen sich an die Uinta-Gruppe die in Oregon, Nevada und benachbarten Teilen der Rocky Mountains verbreiteten und als White-River-Gruppe bezeichneten Binnensee-Ablagerungen an, welche sich namentlich durch die Führung von Titanotherium (riesige Rhinozerosse mit zwei nebeneinander stehenden Hörnern) und von Oreodon (»wiederkäuende Schweine«) auszeichnen.

Das Oligocän.

Tabellarische Übersicht auf S. 681.

Das Oligocän in Südengland. An die S. 672 u. f. beschriebene eocäne Schichtenreihe Englands und zwar speziell an die Barthontone schließt sich eine fluvio-marine Bildung an, während deren Ablagerung stets Schwankungen des Meeres stattfanden, so daß bald marine, bald brackische, bald Süßwassergebilde zum Absatz gelangten. Sie zerfällt in drei Abteilungen:

1. Das **Unteroligocän** von Headon, Osborne und Bembridge besteht vorzugsweise aus abwechselnden Süßwasser- und Brackwasserschichten, also Sanden, Mergeln und Tonen mit Arten von Cyrena, Unio, Paludina, Planorbis, Potamides, Cerithium, Melania, Limnaea, Helix und Bulimus. Von diesen können



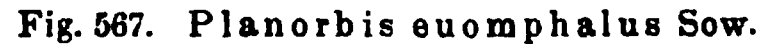


Fig. 567. Planorbis euomphalus Sow.

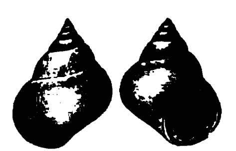


Fig. 568. Paludina orbicularis Sow.

als einige der verbreitetsten und häufigsten gelten: Planorbis euomphalus Sow. (Fig. 567), Planorbis discus Edw., Cerithium concavum Desh., Paludina orbicularis Sow. (Fig. 568), Melania turritissima Forbes, Limnaea longiscata Brongn.

Das Oligocän

	von England	des Seinebeckens	von Norddeutschland	der Schweiz und Südbayerns	des Mainzer Beckens
Oberes	Lignite and clay of Bovey.	Aquitanien: Calcaire à hélices; Calcaire de Beauce; Meulières de Montmorency; Marnes d'Étampes.	Mergel von Osnabrück, Wiepke und Bünde; Muschelsande von Kassel; Sternberger Gestein; Glimmersande der Mark, Sachsens, von Crefeld, Düsseldorf; obere Braunkohlen.	Untere Süßwassermolasse (aquitanische Stufe); Cyrenenschichten Südbayerns mit Pechkohlenflötzen (Miesbach), Rote mergelige Molasse des Rigi.	Cerithienschichten nebst Landschneckenkalk und Blättersandstein. Cyrenenmergel.
Mittleres	Süßwassergebilde der Hempstead beds.	Tongrien: Grès de Fontainebleau; Molasse d'Étrechy; Marnes à Ostrea; Travertin de la Brie; Marnes à Cyrènes.	Septarien- (Rupel-) ton; Stettiner und Söllinger Sand; (Rupélien).	Untere Meeresmolasse (Tongrische Stufe).	Septarienton; Meeressande von Weinheim-Alzey. Im Unter-Elsaß Asphaltkalk.
Unteres	Bembridge Series; Osborne Series; Headon Series.	Ludien: Gypse du Montmartre; Marnes et sables à Lucina, à Cérithes et à Pholadomya.	Untere Braunkohlen Sachsens; Tone von Egeln; Bernstein führende Schichten des Samlandes; Unterste norddeutsche Braunkohlenbildung von Egeln.	Schichten von Häring; Blättersandstein von Reit i. Winkel. Jüngste Nummuliten- und Flyschbildung.	Im Elsaß Petrolsandmergel und Cyrenenkalke.
	Anschließend an das Eocän; siehe Tabelle auf S. 671.				

Helix occlusa Edw., Neritina concava Sow. — Zu diesen Mollusken gesellen sich die Reste zahlreicher Wirbeltiere, und zwar vorzüglich von Säugetieren, welche innerhalb der unteroligocänen Schichtenreihe Englands auf zwei Horizonte verteilt sind, deren unterer der Headon-, deren oberer der Bembridge-Series angehört. Sie gehören, abgesehen von verschiedenen Schildkröten, Schlangen und Krokodilen, namentlich den Gattungen Anoplotherium und Palaeotherium und der übrigen Säugetierfauna an, welche sich in dem Gypse des Montmartre findet. Zwischen dieser Schichtenreihe mit Süßwasser- und Landbewohnern treten jedoch gewisse Schichten marinen Ursprungs eingeschaltet auf, deren Fauna mit der des deutschen Unteroligocäns über 20 charakteristische Arten gemein hat, so daß die Äquivalenz der Headon-Bembridge-Series, des Gypses vom Montmartre und des deutschen Unteroligocäns gesichert ist.

2. Das **Mitteloligocän**, die Hempstead-Series, brackische, etwa 60 m mächtige Tone, Sande und Mergel mit Cyrena semistriata Desh. (Fig. 569), Cerithium plicatum Brug. (Fig. 570), welche sich ebenfalls in den gleichalterigen Meeressanden von Frankreich (Sables d'Étampes) finden.

3. Dem **Oberoligocän** scheint jene kleine Braunkohlenformation anzugehören, welche eine muldenförmige Vertiefung in der Granitregion von Bovey-Tracey in Devonshire ausfüllt. Sie besteht aus einer 100 m mächtigen Schichtenreihe von wechselnden Sanden, Tonen und Braunkohlen und ist außerordentlich reich an wohlerhaltenen Pflanzenresten. Diese gehören vorzugsweise Coniferen, und zwar namentlich dem Genus Sequoia (S. Couttsiae Heer), ferner Palmaciten an; andere Schichten sind voll großer Farnwurzeln, noch andere reich an Dicotyledonen-Blättern (Cinnamomum, Laurus, Quercus, Salix, Ficus u. a.).



Fig. 569. Cyrena semistriata Desh.

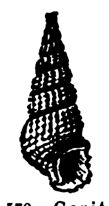


Fig. 570. Cerithium plicatum Brug.

Das Oligocän im Pariser Becken. Im Seinebecken schließt sich an das Eocän (S. 674) folgende oligocäne Schichtenreihe an:

Unteroligocän (Ludien).

Das Hauptglied der französischen Unteroligocänformation ist der Gyps des Montmartre, welcher in Form dreier Einlagerungen eingeschaltet ist zwischen Mergeln mit Mytilus, Nucula, Cyrena, Lucina und Cerithium, und unterlagert wird von einem Mergel mit Pholadomya ludensis, Cardium granulosum, Voluta Fabri u. a. In den Gypsen kommen sehr zahlreiche Knochen von Säugetieren, Vögeln und Reptilien vor. Fast kein Block wird aus dem Gyps des Montmartre gebrochen, der nicht dergleichen enthielte, meist aber isoliert und zerstreut, nur selten in vollständigen Skeletten. Die Vertreter dieser Säugetierfauna sind hauptsächlich Huftiere, so Lophiodon, Ancodus (Hyopotamus) und Xiphodon, vor allen aber das artenreiche und weitverbreitete Palaeotherium (Fig. 536 u. 572) und Anoplotherium (Fig. 573), ferner Zwerghirsche, Schweine (Elotherium), echte, zum Teil aber auch noch den Creodonten nahe stehende Raubtiere (Cynodon, Proviverra, Hyaenodon, Pterodon) und Halbaffen



Fig. 571. Schädel von Adapis parisiensis Cuv.



Fig. 572. Schädel von Palaeotherium crassum Cuv.



Fig. 573. Schädel von Anoplotherium commune Cuv.

(Adapis, Fig. 571), denen sich eine Anzahl Beuteltiere (Didelphys), Fleischfresser, Nager und Handflügler zugesellen. Im Vergleiche mit den Säugetieren, welche durch etwa 50 Spezies im Pariser Gypse repräsentiert sind, treten die Vögel (10 Arten) stark zurück. Auf den Schichtungsflächen des dortigen

Gypses sind auch die Fußtapfen der meisten dieser Tiere, welche sie im Schlamme der Seeufer hinterließen, enthalten, so die von Anoplotherium, Palaeotherium, von Land-, Fluß- und Sumpfschildkröten, großen Batrachiern, Krokodilen, Leguanen und Riesenvögeln. Die gleiche Säugetierfauna findet sich in den mit Bohnerzen und Phosphoriten ausgefüllten Jurakalkspalten des Quercy bei Villefranche.

Mitteloligocän (Tongrien).

1. Cyrenen-Mergel (marnes à cyrènes), neben Cyrenen mit viel Cerithien;
2. Süßwasserkalk von Brie (Travertin moyen) mit Planorbis, Bithynia, Limnaea;
3. Ostreen-Mergel (Stampien) mit Ostrea cyathula, zu unterst mit Ostr. longirostris;
4. Molasse von Étrechy mit Cerithium plicatum und Cytherea incrassata sowie Halitherium;
5. Der Sandstein von Fontainebleau, pittoreske Felsen bildend, und Sande von Étampes; an der Basis Mergel mit Cerithien, Cytherea, Gasterochaena, Purpura, — dann Sande mit Lucina, Cardita, Cytherea.

Oberoligocän (Aquitanien).

Obere Süßwasserbildung (Meulières de Montmorency, Calcaire de Beauce), welche besteht aus Süßwasserkalken und Quarzen mit Limnaea, Paludina, Planorbis, und in ihrem obersten Horizonte mit zahlreichen Arten von Helix.

Das Oligocän in der Schweiz (untere Molassenformation*). Auf die S. 677 geschilderte eocäne und unteroligocäne, aus Nummuliten- und Flyschgebilden bestehende Schichtenreihe des nördlichen Alpensaumes folgt eine gewaltige Ablagerung von Sandsteinen und Konglomeraten, die man mit dem Namen Molasse bezeichnet. Sie gehört der Mittel- und Oberoligocän-, der Miocän- und der Pliocänformation an. An dieser Stelle betrachten wir nur die erstere in kurzen Zügen. Die oligocäne Molasse der Schweiz besteht aus zwei Unterabteilungen:

1. Die untere Meeresmolasse, ein Sandstein, welcher aus Körnern von Quarz, Kieselschiefer und Feldspat und einem feinsandigen, mit Säuren brausenden Mergelcemente, sowie weißen Glimmerschuppen und dunkelgrünen Glaukonitkörnern zusammengesetzt und bankartig geschichtet ist. Er führt, wie die oberen Meeressande von Frankreich, wie die Hempstead-Tone und die norddeutschen mitteloligocänen Bildungen Cyrena semistriata (Fig. 569), Pectunculus obovatus, Ostrea longirostris, Ost. cyathula, Ost. callifera, Cerithium plicatum (Fig. 570), Cerith. elegans, ist demnach ebenfalls mitteloligocän (tongerische Stufe).
2. Die untere Süßwassermolasse (aquitanische Stufe). Sie beginnt mit der roten Molasse, nämlich bunten, roten Mergeln, welche stellenweise über 300 m mächtig werden und z. B. am Rigi und Hochfurren eine großartige Entwickelung besitzen. Auf sie folgen Sandsteine, Mergel und Nagelfluh, d. h. grobe Konglomerate von eigroßen, vollkommen abgerundeten Geröllen mit Eindrücken, welche sie sich gegenseitig beigebracht haben. Diese als Cyrenen-Schichten ausgebildete Molasse führt bei Monod und Rivaz im Kanton Waadt,

*) O. Heer, Urwelt der Schweiz. 1879. S. 293 u. f.

am hohen Rohnen, bei Miesbach, Pensberg und am Peißenberg in Südbayern Flötze von Braunkohlen und zwar Pechkohlen und ist, wie das Vorkommen von Corbula-, Paludina- und Melanopsis-Arten, namentlich aber von Cyrenen, endlich das von eingeschwemmten Säugetierresten beweist, eine Brackwasserbildung*). Den wesentlichsten Bestandteil der dortigen Oligocänflora bildeten Cinnamomum, Dryandroides, immergrüne Eichen, Ficus, Alnus, Betula, Juglans, Sequoia, Pinus, Libocedrus, sowie Fächer- und Fiederpalmen**). Der Gesamtcharakter dieser Flora ist ein ausgesprochen subtropisch-amerikanischer, der, wenn auch modifiziert durch japanische und australische Formen, an die jetzige Pflanzenwelt Floridas und Louisianas erinnert.

Das Tertiär des Elsaß ist auf das Rheintal und hier wesentlich auf das Oligocän nebst etwas Eocän beschränkt und gehört nach A. Andreae von oben nach unten folgenden Stufen an***).

Oligocän.

Oberes (schwach brackisch).

Schichten von Rufach mit Cyrena convexa, Mytilus Faujasi und Lebias.

Cyrenenmergel, Egisheim, sowie Meroux, Moval, Fèche l'Église usw. bei Belfort; Kolbsheim, Truchtersheim bei Straßburg.

Plattiger Steinmergel von Mülhausen (Förster) mit Fischresten, Asseln, Krebsen und Insekten.

Mittleres (marin).

Septarienton, Mergel mit Leda Dehayesiana bei Lobsann, Tone mit Ostrea callifera bei Hartmannsweiler usw. Im Ober-Elsaß gleichalterige Fischschiefer mit Meletta und Amphisyle.

Asphaltkalk von Lobsann mit Anthracotherium alsaticum Cuv.

Meeressand mit Panopaea Héberti Bosq., Cytherea splendida, Ost. callifera, Pectunculus usw. Stetten, Rötteln in Ober-Baden, Rädersdorf, Dammeskirch, Ober-Elsaß. Rädersdorfer Kalk mit Halitherium. Zum großen Teil damit gleichalterig die Küstenkonglomerate längs der Vogesen und des Schwarzwaldes.

Unteres (brackisch).

Petrolsandkomplex†). Graue Mergel, grünliche Tone mit eingelagerten Petrolsanden (siehe S. 175 und 213), Blättersandsteinen, zum Teil mit Anodonta Daubreana Schimp.; Pechelbronn, Schwabweiler, Unter-Elsaß, Hirzbach, Ober-Elsaß.

Gyps von Zimmersheim (Bamlach, Wasenweiler, Ober-Baden usw.) und Steinmergel mit Cyrenen (Effringen, Istein in Ober-Baden, Zillisheim im Ober-Elsaß usw.).

---

*) C. W. Gümbel, Abriß der geognost. Verh. d. Tertiär-Schichten bei Miesbach. München 1875.

**) O. Heer, Flora tertiaria Helvetiae. Zürich 1854—1859.

***) A. Andreae, Beitr. z. Kenntnis d. elsäß. Tert. Abh. z. geol. Spezialk. v. Elsaß-Lothr. Bd. II. 1883, und Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. III. 1890. S. 105.

†) L. v. Werveke, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. S. 97. — A. Andreae, Ber. der Senckenb. naturf. Ges. Frankfurt 1886/87. S. 23.

Eocän.

Oberes (limnisch).

Melanienkalk mit Melania Laurae Math., Megalomastoma mumia Lmk. und Palaeotherium medium Cuv., Brunnstadt, Ober-Elsaß, Klein-Kèmbs, Ober-Baden u. a.; Blättersandstein von Spechbach, Ober-Elsaß.

Mittleres (limnisch).

Buchsweiler-Kalk mit Resten einer Säugetierfauna (z. B. Lophiodon und Propalaeotherium) sowie mit Planorbis pseudammonius Schloth., Buchsweiler, Dauendorf, Ubstatt, Ober-Baden, Bischenberg usw. am Unterrhein; Hobel unw. Basel.

Außerdem ist das Eocän durch isolierte Vorkommnisse von Bohnerzen vertreten.

Das Oligocän des eigentlichen Mainzer Beckens findet bei Besprechung der jüngeren Tertiärgebilde im nächsten Abschnitte Berücksichtigung.

Die **Bohnerzformation** des südwestlichen Deutschlands und der angrenzenden Partien der Schweiz und Frankreichs. Die tertiären Bohnerze sind Absätze von Mineralquellen, treten fast ausschließlich im Gebiete des weißen Jura auf und bestehen aus runden, konzentrisch-schaligen Körnern von unreinem Brauneisenerz, welche in mit Sandschichten wechsellagernden Tonen oft dicht aneinander oder einzeln eingestreut liegen. Diese bohnerzführenden Schichten bedecken zum Teil in bis über 30 m mächtigen ausgedehnten Ablagerungen den Boden der Täler, zum Teil füllen sie kessel- oder schachtartige Vertiefungen, sowie Spalten, Höhlen und Schlünde der den Untergrund bildenden jurassischen Kalksteine aus, deren Wände dann zernagt, von Kieselsäure imprägniert oder von Eisenerz überzogen erscheinen. Die Bohnerze umschließen außer eingeschwemmten Fossilien älterer Formationen, aber z. T. auch Resten miocäner Säugetiere, besonders die Skeletteile von Anoplotherium, Palaeotherium, Lophiodon, Hyopotamus u. a., welche mit solchen aus dem Gypse des Montmartre übereinstimmen, also dem Unteroligocän angehören. Einige der Hauptfundpunkte dieser Bohnerze sind Kandern im Breisgau, Tuttlingen und Frohnstätten in Württemberg*), Egerkingen und Mauremont in der Schweiz und der Quercy in Frankreich.

Die Oligocänformation in Norddeutschland**). Die norddeutsche Niederung ist in ihrer ganzen Ausdehnung als ein oberflächlich zum größten Teil von diluvialen Lehmen, Sanden und Kiesen bedecktes Tertiärterritorium zu betrachten, welches nur durch einige kleinere Inseln älterer Gesteine,

---

*) R. Lepsius, Geologie von Deutschland, I. Stuttgart 1892. S. 554.

**) E. Beyrich, Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Abh. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1856. — Ders., Über die Abgrenzung der oligocänen Tertiärzeit. Monatsber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1858. — A. v. Koenen, Über die Parallelisierung des norddeutschen, englischen und französischen Oligocäns. Z. d. D. geol. Ges. 1867. S. 23.

wie z. B. die des Muschelkalkes von Rüdersdorf, des Gypses von Sperenberg, die der mesozoischen Schichten von Lüneburg, dem nördlichen Mecklenburg und der Odermündungen unterbrochen wird. Anderseits drängen sich vom Südrande dieser ausgedehnten und zusammenhängenden Tertiärbildungen aus eine Anzahl Ausbuchtungen zwischen die südlicheren Gebirge und Höhenzüge. Es sind dies:

1. Die niederrheinische Bucht, welche bis südlich von Bonn in das rheinische Gebirge eingreift, nach Nord und West mit den holländischen und belgischen Tertiärbildungen zusammenhängt und wesentlich aus Braunkohlen führenden Schichten besteht, die jedoch bei Crefeld, Grafenberg u. a. O. von marinem Oligocän unterlagert werden.

2. Die thüringisch-sächsische Bucht, welche zwischen Halle und Wurzen bis weit nach Thüringen in das Gebiet älterer Formationen eindringt, namentlich Braunkohlen führende, aber bis südlich von Leipzig auch marine Schichten umschließt und in welche die damaligen Flußläufe der Elster und Mulde einmündeten.

3. Die niederschlesische Bucht, welche die mit Braunkohlenablagerungen erfüllte Niederung des Odergebietes von Liegnitz und Breslau bis Neiße und Oppeln begreift.

Die allgemeine Südgrenze des einheitlich zusammenhängenden norddeutschen Tertiärlandes wird zwischen dem Ausgange der niederrheinischen und der thüringisch-sächsischen Bucht durch das weit nach Norden vorspringende westfälische und hannöversche Gebiet älterer Formationen bogenförmig nach Norden hinaufgedrängt, innerhalb dessen jedoch isolierte Lappen von z. T. marinem Oligocän (Habichtswald, Kassel) auf eine ursprünglich viel weiter nach Süden reichende Ausdehnung dieser Ablagerungen hinweisen. Von der Gegend von Leipzig aus aber verläuft ihre Südgrenze in fast vollkommen östlicher Richtung bis zu dem Eingange zur niederschlesischen Bucht. Die Nordgrenze der deutschen Tertiärterritorien wird von der Ostsee, der Nordsee und den jüngsten diluvialen und alluvialen Gebilden verborgen, nach Westen stehen sie mit dem belgisch-holländischen, nach Osten mit dem polnisch-russischen Tertiär in unmittelbarem Zusammenhange.

Die Tertiärablagerungen Norddeutschlands sind ausschließlich oligocän und miocän, während eocäne und pliocäne Meeresablagerungen vollständig zu fehlen scheinen. Die hierher gehörigen Schichten sind teils marinen Ursprungs, teils terrestre Gebilde. Letztere werden unter dem Namen der norddeutschen Braunkohlenformation zusammengefaßt, gehören aber mehreren, durch marine Schichten getrennten geologischen Horizonten an, — Wechsellagerungen, welche auf eben so viele Oszillationen hinweisen, die das norddeutsche Tertiärgebiet während der Oligocänzeit erlitten hat (vergl. die Tabelle auf S. 695).

a. Die norddeutsche Braunkohlenformation*).

Die Gesteine, welche die auf einem Areale von mehreren Tausend Quadratmeilen zur Ablagerung gelangten norddeutschen Braunkohlengebilde zusammensetzen, sind namentlich lose Aufschüttungen von glatten, glänzenden Quarzgeröllen, welche aber auch bisweilen durch kieseliges Bindemittel zu sehr festen Konglomeraten verkittet sind, — Sande von meist farblosen oder weißen Quarzkörnern, Quarzsandsteine und Braunkohlenquarzite, diese zum Teil in regelmäßigen Bänken, zum Teil in oft lachtergroßen, kugelig, zylindrisch oder unregelmäßig lappig gestalteten Klumpen (Knollensteine), welche isoliert im losen Braunkohlensande liegen, durch ihr kieseliges Cement eine außerordentliche Festigkeit erlangen, und sehr häufig aus krystallinischen Quarzkörnern bestehen; Tone von grauer, oft auch weißer Farbe, oft sehr rein und vollkommen plastisch, lokal reich an Pflanzenabdrücken, und endlich Braunkohle. Letztere, deren Ablagerungen eine so außerordentliche Bedeutung auf Norddeutschlands Industrie und Wohlstand geäußert haben, erscheint in mancherlei Varietäten, so als holzige und erdige Braunkohle, Moorkohle, Lignit, Papierkohle und endlich als Wachskohle. Letztere, namentlich aus der Gegend von Weißenfels bekannte, als Pyropissit bezeichnete, zur Fabrikation von Paraffin verwendete, wesentlich aus Pflanzenwachs bestehende Varietät ist sehr leicht, schmutzig gelb, erdig und schmilzt am Feuer rasch zu einer pechartigen Masse.

Das Tiefland Norddeutschlands und die mit ihm zusammenhängenden drei südlichen Buchten müssen während jener Tertiärperiode zeitweilig von ausgedehnten Sümpfen und Mooren, sowie von Wasserlachen bedeckt gewesen sein, auf welchen und um welche herum eine üppige subtropische Flora wucherte. Durch allmählich fortschreitende Ausfüllung dieser Lachen von seiten der abgestorbenen Reste der an Ort und Stelle wachsenden Sumpf- und Moorvegetation, sowie ausgedehnter Waldungen und Dickichte wurde das Material der meisten Braunkohlenflötze Norddeutschlands geliefert. Von Sand- und Tonschichten bedeckt, wurden sie vor dem Wegfaulen bewahrt und durch den bei Abschluß der Luft eintretenden Vermoderungsprozeß (S. 171) allmählich in Braunkohle verwandelt. An der Zusammensetzung dieser Braunkohlenflötze nehmen sehr oft noch wohlerhaltene, aber brettartig zusammengedrückte Stämme und Äste von Nadelhölzern, seltener von Laubhölzern und Palmen einen wesentlichen Anteil. Weniger häufig ist das auf die Autochthonie**) solcher Flötze hinweisende

---

*) C. F. Zincken, Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867, und Suppl. 1872. — H. v. Dechen, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1873. S. 429—512. — K. v. Fritsch, Die Tertiärformation Mitteldeutschlands. Festschrift IV. Deutsch. Bergmannstag. Halle a. S. 1889.

**) Siehe S. 480 und H. Potonié, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 1.

Auftreten noch aufrecht stehender, im Liegenden der Flötze wurzelnder 1—3 m hoher Baumstrünke.

Die Braunkohlen bilden Flötze von oft beträchtlicher Ausdehnung, welche oft sehr bedeutende, am Meißner (hier unter der dortigen Basalt- und Doleritdecke) über 30, bei Magdeburg 20, bei Zeitz etwa 14, bei Lützkendorf 70, bei Nachterstädt über 50 und bei Muskau gegen 30 m, sehr gewöhnlich aber 2—6 m Mächtigkeit erreichen, ohne sich jedoch gleich zu bleiben, vielmehr sind Anschwellungen und Verdrückungen häufige Erscheinungen. Nicht selten kommen mehrere Flötze über einander vor, so bei Riestedt 5, bei Muskau 6, in der Mark 7 u. s. w. Häufig sind Lager von Alaunton, welcher zur Darstellung von Alaun und Eisenvitriol benutzt wird, mit den Braunkohlenflötzen vergesellschaftet (Schwemsal, Bornstedt, Muskau, Freienwalde, Zittau).

Von den Braunkohlenablagerungen Norddeutschlands beschäftigen uns an dieser Stelle zunächst diejenigen des **Oligocäns.** Die Reihenfolge der an dem Aufbau derselben teilnehmenden Sand-, Kies- und Tonschichten und Braunkohlenflötze ist keine gesetzmäßige, nur für kleinere Areale zeigt sich eine einigermaßen konstante Gliederung. So baut sich z. B. die Braunkohlenformation der Gegend von Halle a. S. nach Laspeyres*) von oben nach unten aus folgenden Gliedern auf (siehe Profil Fig. 574).

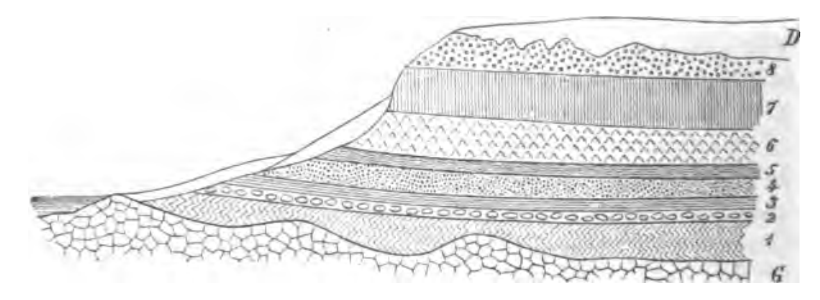


Fig. 574. Profil der Oligocänformation in der Gegend von Halle a. d. S. Nach *Laspeyres.*

D Diluvium,
8 Form- oder Glimmersand,
7 Septarienton, *6* Stettiner Sand } marines Mitteloligocän.
5 Oberflötz, *4* Stuben- oder Quarzsand, *3* Unterflötz, *2* untere Knollensteinzone, *1* Kapselton } unteroligocäne Braunkohlenformation.
G älteres Gebirge (hier Porphyr).

5. Oberes Braunkohlenflötz, bis 3 m mächtig.
4. Stubensand, ein reiner Quarzsand, zum größten Teil bestehend aus lauter Quarzkryställchen, zuweilen zu Sandsteinen und Knollensteinen verkittet. Diese bei Teuchern mit Limulus Decheni Zinck. Bis über 30 m mächtig.
3. Unteres Braunkohlenflötz, bis 6 m mächtig. Durch zwischengelagerte sandige Mittel kann sich dieses Flötz in eine untere Flötzgruppe spalten.

*) Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 285.

2. Untere Zone der Knollensteine oder des Braunkohlensandsteines. In einer bis 2 m mächtigen, tonig-sandigen Schicht liegen bis zentnerschwere, oft sehr bizarr geformte Knollensteine von dichtem oder fein krystallinischem Quarzit.

1. Kapselton, ein weißer oder lichtgrauer plastischer Ton von 10—20 m Mächtigkeit, stellenweise, z. B. unweit Salzmünde, sehr reich an Gypskrystallen.

Auch im nordwestlichen Teile des Königreichs Sachsen (vergl. Fig. 578, S. 693) beginnt die Braunkohlenformation mit:

Quarzkiesen und Sanden (lokal mit Alunitkugeln), sowie lichten Tonen, erstere reich an Knollensteinen. Darüber folgen

durch Tone und Sande getrennt zwei Braunkohlenflötze, deren unteres mehr als 10 m Mächtigkeit erreicht*).

Auf diese Glieder der Halle'schen und Leipziger Braunkohlenformation folgt das marine Mittel- und Oberoligocän, welches weiter unten beschrieben werden soll (vergl. S. 692 ff.).

Noch älter als die beschriebenen Braunkohlenablagerungen sind diejenigen, welche bei Helmstedt, Latdorf, Egeln und Warsleben vom marinen Unteroligocän überlagert werden und somit dem untersten Niveau dieser Stufe angehören (S. 690 u. 695).

Das Material der oligocänen Braunkohlen ist namentlich von den Hölzern von Coniferen, und zwar vorzüglich Cupressineen, geliefert worden. So besteht die Hauptmasse fast aller in der Umgebung des Harzes vorkommenden Braunkohlenflötze aus Stämmen von Taxoxylon, derer Schlesiens aus Cupressinoxylon und Taxoxylon, derer des Leipziger Kreises aus Pinus (Cupressoxylon) Protolarix, Sequoia Couttsiae, neben diesen aber auch aus Palmacites Daemonorhops und einer Betula. Während demnach manche Braunkohlenflötze vorwiegend aus Coniferenhölzern bestehen, sind andere lagenweise von Wasserpflanzen (Salvinia, Trapa) oder von Laubhölzern zusammengesetzt. Auch die Tone, Sandsteine und Schiefertone, welche jene zu begleiten pflegen, beherbergen lokal zahlreiche Reste, und zwar vorzugsweise Blätter von Laubhölzern. Als für diese unteroligocäne Flora bezeichnende Pflanzen sind u. a. zu nennen: Sequoia Couttsiae Heer, Sabal major Ung., Sterculia labrusca Ung., Apocynophyllum neriifolium Heer, Dryophyllum Dewalquei Sap., Trapa Credneri Schenk. Für die Gesamtheit der Flora ist charakteristisch das Zusammenvorkommen von Coniferen, immergrünen Laubbäumen, Fächer- und Kokospalmen; sie besaß ungefähr den Habitus der Vegetation Floridas und Louisianas, jedoch sind Anklänge an den indisch-australischen Charakter der Floren früherer Zeitalter nicht zu verkennen.

---

*) H. Credner, Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 615.

b. **Die marinen Gebilde.**

Zwischen die terrestre Fazies des Oligocäns, also zwischen die einzelnen Braunkohlenkomplexe, schieben sich infolge säkularer Oszillationen z. T. auf weite Erstreckungen marine Ablagerungen ein. Dieselben gehören dem Unter-, Mittel- und Oberoligocän an.

1. **Das marine Unteroligocän***).

Es sind dies die Sande und Tone, welche bei Latdorf, Egeln, Magdeburg, Aschersleben und Helmstedt aufgeschlossen sind, dort den somit ältesten Komplex der terrestren Braunkohlenformation überlagern (S. 689), Phosphoritknollen führen und als unteroligocäne Ablagerungen von Egeln bezeichnet werden. Sie sind zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten von Meeresbewohnern; einige der bezeichnendsten derselben sind: Ostrea ventilabrum Goldf., Chama monstrosa Phil., Spondylus Buchi Phil., Pecten bellicostatus Wood, Leda perovalis Kön., Astarte Bosqueti Nyst., Arca appendiculata Sow., Cardium Hausmanni Phil., Cerithium laevum Phil., Pleurotoma Beyrichi Phil., Pleurotoma Bosqueti Nyst., Buccinum bullatum Phil., Voluta decora Beyr. Zu ihnen gesellen sich zahlreiche, den Geschlechtern Cyathina, Turbinolia, Balanophyllia, Caryophyllia angehörige Einzelkorallen.

In dem Bohrloche der Zitadelle Spandau wurden unter dem Mitteloligocän (Stettiner Sand und Septarienton) in 314 bis 389 m Tiefe unteroligocäne glaukonitische Sande und Tone mit Ostrea ventilabrum Goldf. und dann direkt das Grundgebirge erbohrt (Fig. 575). In der Mark Brandenburg fehlen somit die in der Provinz und im Königreiche Sachsen auftretenden unteroligocänen Braunkohlenkomplexe gänzlich, vielmehr ist hier das Unteroligocän, ebenso wie das Mittel- und Oberoligocän, in mariner Fazies entwickelt. Erst dann folgt die der Leipziger oberen Braunkohlenformation entsprechende untermiocäne märkische Braunkohlenbildung (o. B. in Fig. 575).

Von ebenfalls unteroligocänem Alter ist die bernsteinführende Schichtenreihe des Samlandes bei Königsberg**). Der Bernstein kommt

---

*) A. v. Koenen, Das Norddeutsche Unteroligocän und seine Mollusken-Fauna. Abh. z. geol. Spezialk. v. Pr. Berlin 1889—1894. — K. v. Fritsch, Z. f. Naturw. 1897. Bd. LXX. S. 61.

**) Zaddach, Das Tertiärgebirge des Samlandes. Schrift. d. phys.-ök. Ges. Königsberg 1868. — Jentzsch, Beitr. z. Kenntnis d. Bernsteinformation. Schrift. d. phys.-ök. Ges. Königsberg. 1876. S. 101. — F. Nötling, Fauna d. samländ. Tertiärs. Abh. z. geol. Spez.-Karte von Preußen. Bd. VI. H. 3 u. 4. — A. v. Koenen, Abh. d. k. pr. geol. La. X. 1894. S. 1366. — Göppert, Berendt, Koch, Der Bernstein und die in ihm befindlichen organischen Reste. Berlin. Bd. I. 1845. Bd. II. 1856. — Göppert und Menge, Flora d. Bernst. Bd. I. 1883; Bd. II. 1886, von H. Conwentz. — Ders., Monographie d. baltischen Bernsteinbäume. Danzig 1890. — P. Dahms, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901. S. 201.

an der Küste Preußens in einer Lage glaukonitischen Sandes unregelmäßig, lokal in außerordentlicher Menge verteilt vor. Diese bernsteinführende Schicht (s. Fig. 576, *b*) ist 1,3 bis 1,7 m mächtig, liegt meist noch unter

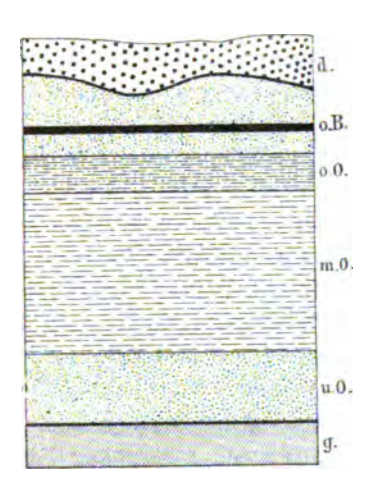


Fig. 575. Profil durch das Tertiär der Gegend von Berlin. Nach *G. Berendt.* *d* nordisches Diluvium, *o.B.* obere (miocäne) Braunkohlenformation (60 m), *o.O.* marines Oberoligocän (30 m), *m.O.* marines Mitteloligocän (Septarienton und Stettiner Sand, 170 m), *u.O.* marines Unteroligocän (75 m), *g* Grundgebirge (z. T. mittlerer Lias).

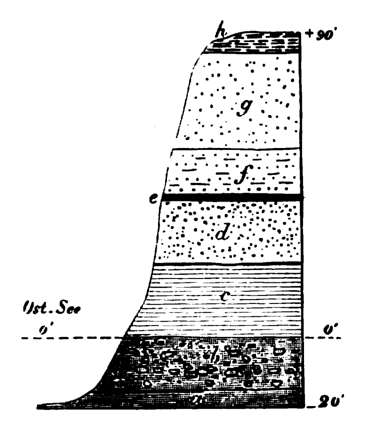


Fig. 576. Profil durch die samländische Bernsteinformation bei Gr. Hubniken. Nach *Runge.*

h Humus,
g Diluvium,
f gestreifter Sand
e Braunkohle
d weißer Sand } unteroligocäne samländische Braunkohlenformation und
c Triebsand u. grüne Mauer
b blaue Bernsteinerde
a wilde Erde } Bernstein führende Glaukonitformation,
o' Ostseespiegel.

dem Spiegel des Meeres und wird von einem bis 23 m mächtigen, bernsteinarmen Glaukonitsande und dieser von Sanden, Tonen und Braunkohlen überlagert. Die Glaukonitsande enthalten neben Phosphoritknollen und dem Bernstein, letzterer mit zahlreichen Insekten, Arachnoiden und Myriopoden, sowie mit Resten von immergrünen Eichen, Magnolien, Lorbeer, Palmen und Cypressen, eine nicht unbedeutende Menge unteroligocäner mariner Mollusken und Echiniden. Die über ihnen lagernde Braunkohlenbildung (*d*, *e*, *f*) mit Sequoia, Taxodium, Glyptostrobus, Gardenia, Populus, Ficus, Alnus, Cinnamomum u. a. dürfte noch dem Unteroligocän angehören, also der Halle-Leipziger unteren Braunkohlenformation ungefähr äquivalent sein. Auch in dem gestreiften Sande (*f*) kommt Bernstein vor. Der Bernstein des Samlandes stammt nach Conwentz von 4 Kiefern-Arten und einer Fichte (Picea Engleri Conw.) ab, welche einen großen Teil des nördlichen Europas, namentlich Skandinaviens, bedeckt haben müssen, und ist von dort im Vereine mit Fragmenten deren Hölzer im Anfange der Oligocänperiode durch das Meer an die damalige samländische Küste angetrieben worden, wo er sich demnach auf sekundärer Lagerstätte befindet.

Lokalisierte Anhäufungen von Bernstein im Diluvium der Mark, Sachsens und Mecklenburgs scheinen auf eine westliche Fortsetzung der Bernsteinlager hinzudeuten.

2. Das marine Mitteloligocän*).

Das im größten Teile von Norddeutschland verbreitete marine Mitteloligocän besteht zum Teil aus Sand und Sandstein, zum Teil aus Ton und wird im ersteren Falle nach typischen Aufschlußpunkten Stettiner Sand, in letzterem Septarienton genannt, weil er rundliche oder flach ellipsoidische Septarien eines dichten, von Kalkspatadern durchsetzten Kalksteines umschließt. Diese mitteloligocänen Schichten und besonders die Septarien- (oder Rupel-) tone sind sehr reich an organischen Resten, unter welchen namentlich Foraminiferen und Mollusken eine wichtige Rolle spielen. Unter ersteren sind die Geschlechter Cristellaria, Nodosaria, Truncatulina, Triloculina, Rotalia die vorwaltenden; von Mollusken sind als ausschließlich mitteloligocän hervorzuheben: Leda Deshayesiana Duch. (Fig. 577), Nucula Chasteli Nyst., Axinus obtusus Beyr., Pecten permistus Beyr., Fusus multisulcatus Nyst., Pleurotoma Duchasteli Nyst. und Pl. regularis de Kon. Zu ihnen gesellen sich Cyprina rotundata Br. und Aporrhais speciosa Schl. in großer Häufigkeit. Einige der Hauptaufschlußpunkte der hierher gehörigen, bei Leipzig und Halle etwa 24, bei Spandau 170 m mächtigen Schichten sind: das Odertal bei Stettin, Freienwalde, Biere, Buckow, Latdorf, Mallis, Itzehoe. Aarhus, Hermsdorf, Neustadt-Magdeburg, Görzig bei Köthen, Söllingen, Walle bei Celle, Leipzig.

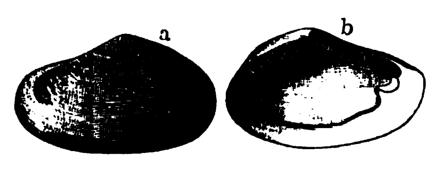


Fig. 577. Leda Deshayesiana Duch. *a* von außen, *b* von innen.

Auf die oben (S. 688) kurz beschriebenen Glieder der Halle'schen Braunkohlenformation folgen dort als Vertreter des Mitteloligocäns:

1., also 6 in obigem Profile (Fig. 574, S. 688): der Stettiner Sand, eine 3 bis 13 m mächtige Ablagerung von feinem Sande, mit viel Glimmerblättchen, imprägniert von Schwefelkiesteilchen, nach unten zu oft schwarzbraun (Braunkohlensand). Oft reich an Knollen oder Schnüren von Aluminit und daher als Aluminitsand bezeichnet. Er geht über in

2., also 7 in Fig. 574: Septarienton, eine tonig-sandige Ablagerung mit linsenförmigen Kalksteinkonkretionen (Septarien) mit Gypskrystallen und Brauneisensteinknollen. Darüber folgt

oberoligocäner Sand (Formsand, Glimmersand), feinkörnige, glimmerreiche, zum Teil eisenschüssige, ungeschichtete Quarzsande, bis 15 m mächtig und wahrscheinlich marinen Ursprunges (8 in Fig. 574).

---

*) A. v. Koenen, Das marine Mitteloligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Kassel 1868 u. 69.

Ganz ähnlich setzt sich nach H. Crd.*) das marine Mitteloligocän von Leipzig zusammen (Fig. 578). Auf das Braunkohlenflötz des Unteroligocäns (S. 689 und *u.b.* Fig. 578) folgt direkt

1 (*st.* in Fig. 578). grauer, zum Teil glaukonitischer Sand mit Phosphoritknollen, reich an Pectunc. Philippii, Aporrhais speciosa, Cypr. rotundata;
2 (*s.* in Fig. 578). plastischer Septarienton mit Leda Deshayesiana, Nucula Chasteli, Fusus multisulcatus; darüber
3 (*o.O.* in Fig. 578). glimmerreiche versteinerungsleere, bereits oberoligocäne Quarzsande (Glimmersande), und zu oberst
4 (*o.B.* in Fig. 578). eine obere, untermiocäne Braunkohlenformation (S. 708).

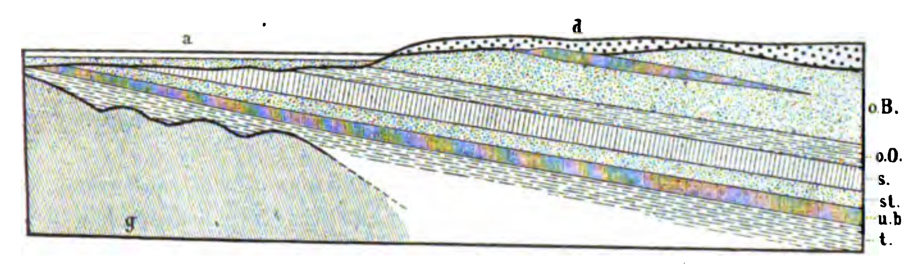


Fig. 578. Profil durch das Tertiär von Leipzig. *H. Crd.*
a Alluvialaue der Elster und Pleiße,
d Diluvium,
o.B. obere Braunkohlenformation mit schwachen, sich auskeilenden Flötzen, 35 m } Untermiocän.
o.O. Glimmersand, 10 m. Oberoligocän.
s. Septarienton, 10 m, *st.* Stettiner Sand, 10 m } marines Mitteloligocän.
u.b. Braunkohlenflötz, bis 11 m, *t.* lichte Tone } unteroligocäne Braunkoh enformation.
g. Grundgebirge (Grauwacken und oberes Carbon).

3. Die marinen Gebilde des Oberoligocäns

treten nur sehr sporadisch zu Tage, so in dem Landstriche zwischen Hildesheim und Osnabrück, wo weiche Mergel vereinzelte unansehnliche Hügel im Gebiete mesozoischer Formationen zusammensetzen. Die bedeutendste der hierher gehörigen Ablagerungen bildet den Doberg bei Bünde, wo sie auf Septarienton und unteroligocänen Schichten ruht**) und namentlich führt: Echinolampas Kleini Ag., Spatangus Hoffmanni Goldf., Terebratula grandis Blumenb. (Fig. 579), Pecten Janus Goldf., Pecten decussatus Münst.

Auch in Kurhessen erscheinen z. B. auf Wilhelmshöhe, bei Ober- und Niederkaufungen über den Septarientonen oberoligocäne, lose Quarzsande, Sandsteine und sandige Tone mit Pecten decussatus Münst., Arca Speyeri

*) H. Credner, Das Oligocän des Leipziger Kreises. Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 615, und 1886. S. 493. — Ders., Die Phosphoritknollen usw. Abh. d. k. Sächs. Ges. d. Wiss. XXII. No. I. Leipzig 1895.

**) A. v. Koenen, Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 287. — E. Lienenklaus, Oberoligocän-Fauna des Doberges. Osnabrück 1891.

Semp., Ancillaria Karsteni Beyr., Nassa pygmaea Schloth., Pleurotoma subdenticulata Münst. Oberoligocänen Alters sind endlich die unter dem Namen Sternberger Kuchen bekannten Sandsteingerölle, welche sich im mittleren Mecklenburg-Schwerin im Diluvialkiese vorfinden*) und zum Teil dermaßen von Molluskenresten angefüllt sind, daß das ganze Gestein nur aus ihnen zu bestehen scheint. Fast alle oben von Kassel angeführten Arten kommen auch in ihnen vor. Diese »Kuchen« stammen von Sandsteinbänken ab, welche den dortigen, an oberoligocänen Mollusken reichen, glaukonitischen, glimmerreichen Sanden eingelagert sind.

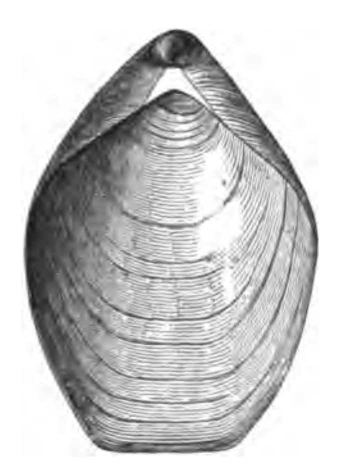


Fig. 579. Terebratula grandis Blum.

Marines Oberoligocän ist außerdem in der niederrheinischen Bucht bei Crefeld, Düsseldorf und Grafenberg unter der niederrheinischen Braunkohlenformation vorhanden. Im norddeutschen Tieflande ist dasselbe bei Bleckede und Schmardau an der Elbe, bei Priorflies, Rackow und Gr. Ströbitz unweit Cottbus mit marinen Resten, ohne solche an zahlreichen Punkten (z. B. Berlin und Spandau) erbohrt worden**). Auch die Form- und Glimmersande Sachsens (siehe oben) dürften hierher gehören***). Hier (vergl. Fig. 578), wie in der Mark (vergl. Fig. 575) und in Hessen, wird dieses Oberoligocän von der oberen (untermiocänen) Braunkohlenformation überlagert†), auf welche z. B. in Mecklenburg das marine Miocän folgt (siehe unter Jungtertiär). Es gehören demnach die Braunkohlen Norddeutschlands, wie nachstehende tabellarische Zusammenstellung zeigt, mindestens drei geologischen Horizonten an.

*) E. Geinitz, Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 133, IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1887. S. 1.

**) G. Berendt, Die märkisch-pommersche Braunkohlenformation und ihr Alter. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1883. S. 643. — Ders., Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin. 1885. XXXVIII. Juni. — Ders., Abh. z. geol. Spezialk. v. Pr. VII. Heft 2. Berlin 1886.

***) H. Credner, Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 493.

†) G. Berendt, l. c. — Th. Ebert, Z. d. D. geol. Ges. 1881. S. 654. — J. Graul, N. Jahrb. 1885. I. S. 187. — E. Stremme, Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 310.

Die Braunkohlenformationen Norddeutschlands und ihre geologische Stellung.

Miocän	Marine, mittelmiocäne Sande, Sandsteine und Tone von Lübtheen und Bokup.
	Braunkohlenformation Preußens, Posens, der Mark, Pommerns, Mecklenburgs, der pr. Lausitz, des Habichtswaldes, des Sollings, des Niederrheins, obere Braunkohlenformation von Leipzig und der sächs. Lausitz.
Oberoligocän	Marine Glimmersande von Cottbus, der Mark, des Sollings, der Kasseler Gegend, von Leipzig; Sternberger Sande und Sandsteine; Eisensande von Crefeld und Grafenberg.
Mitteloligocän	Mariner Stettiner Sand und Septarienton des norddeutschen Tieflandes, Nordwest-Sachsens, Hessens und des Niederrheins.
Unteroligocän	**Braunkohlenformation** des Harzrandes, der Gegend von Halle und Leipzig, von Kaufungen in Hessen, sowie des Samlandes.
	Marine Glaukonitsande von Egeln, des Spandauer Bohrloches, von Mallis i. Meckl.; Bernstein führende Glaukonitsande des Samlandes.
	Braunkohlenformation von Egeln und Aschersleben.

Das Neogen (Jungtertiär).

Die Miocän- und Pliocänformation.

Wie die klimatischen Verhältnisse und von diesen abhängig die Faunen und Floren, so sind auch die Konturen der Kontinente im Verlaufe der Tertiärzeit in einer steten Veränderung begriffen. Dafür spricht die Verbreitung der jüngeren (der neogenen) Tertiärgebilde, verglichen mit der des Eocäns und Oligocäns. In dem Tertiärbecken der Seine schließen oligocäne Gebilde die tertiäre Schichtenreihe ab, — in dem Loirebecken hingegen beginnt sie mit dem Miocän, ist also auf das Neogen beschränkt, — auf dem Tertiärgebiete Englands finden sich nur sehr unbedeutende Ablagerungen von jüngerem als oligocänem Alter, der Crag, — in dem ganzen weiten Osten des norddeutschen Tertiärlandes sind miocäne oder pliocäne marine Gebilde unbekannt, — in der ungarischen Ebene, in Kroatien, Slavonien, Bosnien und Siebenbürgen hingegen breiten sie sich zu einem gewaltigen Becken aus, welches durch einen schmalen, dem Nordrande der Alpen folgenden Meeresarm in Verbindung mit dem damaligen Mittelmeer stand, dessen Absätze weit auf das jetzige Festland von Spanien, Südfrankreich, Italien, Algerien, Kleinasien und Armenien übergreifen, — alles Erscheinungen, welche auf beträchtliche Verschiebungen der Meeresgrenzen im Verlaufe der Tertiärzeit hinweisen.

Da die Meere während dieser Periode in vielen Buchten und Kanälen in die Kontinente hineingriffen, so sind Brackwasser- und Sumpfbildungen häufige Erscheinungen, welche der jungtertiären Schichtenreihe eine große Mannigfaltigkeit und Abwechselung verleihen. An einem Punkte treffen wir Kalktuffe mit Landschnecken oder Sande mit Knochen- und Zahnresten von Landtieren, an einem anderen Braunkohlenflötze mit den wohlerhaltenen Stämmen und Zweigen von Sumpfcypressen (Taxodium), Tannen, Eichen, Magnolien, Platanen und Ulmen, welche weite Sumpf- oder Waldflächen bedeckt haben müssen. An einer dritten Stelle begegnen wir feinen Schiefern, von Bitumen durchdrungen, mit Blättern, Blüten und Früchten von Landpflanzen, dazwischen Käfer, Ameisen und Libellen, aber auch Reste von Schildkröten und Krokodilen, kurz Ablagerungen, wie sie sich in dicht umwaldeten Landseen und Deltalagunen bilden müssen. Endlich bieten sich uns in Sanden mit Austern und Cerithien Ufergebilde, in Kalken, Tonen und Mergeln mit zahlreichen Bewohnern des offenen Meeres eigentliche pelagische Ablagerungen.

Die europäische Flora der Neogenzeit war eine viel üppigere und mannigfaltigere als die des heutigen Europas, und vereinigte noch zahlreiche Pflanzentypen, welche heute über alle Weltteile zerstreut sind*), darunter namentlich viele subtropische, japanische und nordamerikanische Arten. Zu Bambusen, Lorbeer-, Kampfer- und Zimmetbäumen, zu Magnolien, Myrthen, Seifenbäumen, Mimosen und Akazien gesellen sich Platanen, Feigen, Pappeln, Ahorn, Kastanien, Ulmen, Nußbäume, Haselnüsse, Weiden, Birken, Erlen und immergrüne Eichen, sowie Sequoien, Taxodien und Pinusarten. Jedenfalls weist die große Zahl immergrüner Gewächse, die Vergesellschaftung derselben mit Palmen, Cycadeen, Feigenbäumen, Lorbeer, Myrthe und anderen tropischen und subtropischen Pflanzen, wie sie das mitteleuropäische Miocän beherbergt, auf ein weit milderes Klima hin, als es heute hier herrscht. Zugleich macht sich die Tatsache bemerklich, daß die Neogenflora unserer Breiten von fast tropischer Entwickelung ausgehend mit der Zeit an Typen heißer Länder immer ärmer wird und gegen Ende des Pliocäns den Charakter der Flora gemäßigter Zonen annimmt.

Eine ganz besonders interessevolle Bedeutung haben die Tertiärfloren **arktischer Gegenden****). Grönland, heute zum größten Teile von Inlandeis bedeckt, besaß noch während der Tertiärperiode bis mindestens hinauf zum 70° nördlicher Breite einen so üppigen Pflanzenwuchs, daß sich dessen Reste bis zu 3 m mächtigen Braunkohlenflötzen anhäufen konnten.

---

*) O. Heer, Über das Klima und die Vegetationsverhältnisse des Tertiärlandes. Winterthur 1860.

**) O. Heer, Flora fossilis arctica; die fossile Flora der Polarländer. 7 Bde. Zürich 1868—1883.

Die Hauptvertreter dieser Flora bilden Sequoia-, Taxodium-, Magnolia-, Platanus-, Sassafras-, Populus- und Juglans-Arten, sowie großblätterige Eichen. Noch höheren Breiten gehört die Tertiärflora von Spitzbergen an (78° n. Br.). In ihr dominieren die Nadelhölzer (Sumpfcypresse, Fichte, Sequoia, Libocedrus); unter den Laubbäumen treten uns Pappeln, Eschen, Erlen, Birken, großblätterige Eichen, Platanen, Wallnuß, Magnolien, Linden und Ahorn entgegen. Die nördlichsten aller bekannten Tertiärpflanzen stammen aus Grinnell-Land (81° 45′ n. Br.) und bestehen aus 30 Arten von Sumpfcypressen, Fichten, Kiefern, Eiben, Ulmen, Birken, Linden und Pappeln, — eine Flora, welche eine mittlere Jahrestemperatur von mindestens 8° C. verlangt, während diese dort gegenwärtig 20° unter Null liegt. Einen ähnlichen Habitus besitzen die Tertiärfloren von Island und vom Bärensee-Fluß in Nordcanada.

Die Tatsache, daß während der Tertiärperiode eine üppige Vegetation bis in die Nähe des Nordpoles gereicht hat, wo jetzt der Boden unter einer mächtigen Eisbedeckung starrt, wo gegenwärtig während eines größeren Teiles des Jahres ununterbrochene Nacht herrscht, läßt sich durch bloße Inanspruchnahme einer damals noch herrschenden größeren Eigenwärme der Erde nicht erklären, hat vielmehr zur Theorie einer stattgehabten Änderung in der geographischen Lage der Erdachse und einer damit verbundenen Verschiebung der Pole im Verlaufe der Tertiärzeit geführt*). Die Beobachtung, daß die im Verhältnisse zu den oben beschriebenen Vorkommnissen in entgegengesetzter, also östlicher Richtung vom Pol gelegenen Tertiärfloren von Alaska, Kamtschatka, Amurland und Japan ein entschieden nördlicheres Gepräge tragen als diejenigen von Grinnell-Land, Grönland, Spitzbergen und Island, — ja z. T. sogar auf ein kühleres Klima hinweisen, als es heute dort herrscht (Japan), scheint darauf hinzudeuten, daß der Nordpol zu jener Zeit seine Lage im nordöstlichen Asien gehabt haben mag.

In der neogenen Fauna Europas fallen zunächst riesige Rüsseltiere, nämlich jetzt vollkommen ausgestorbene Elefanten, die Mastodonten, auf. Dieselben besaßen vier Stoßzähne, zwei große schwach gebogene im Oberkiefer und zwei kleine gerade im Unterkiefer (Fig. 580); ihre Backzähne haben keinen blätterigen Bau, wie die des späteren Elefanten, sondern sind mit zitzenförmig geteilten Querjöchern versehen (siehe Fig. 581). Vergesellschaftet mit den Resten der Mastodonten finden sich die des Dinotherium, ebenfalls eines gewaltigen Rüsseltieres, mit nach unten gewandten Stoßzähnen im Unterkiefer (siehe Fig. 582). Auch echte Elefanten erscheinen gegen Ende des Tertiärs. Aus der übrigen neogenen Säugetierfauna sind noch hervorzuheben: von Unpaarhufern das Rhino-

*) A. G. Nathorst, Fossile Flora Japans. Pal. Abh. IV. 3. Berlin 1888. S. 53.

ceros und der Tapir; von **Paarhufern** Hippopotamus und Schweine, ferner Hirsche, zuerst noch mit perennierendem und wenig gegabeltem Geweih, sowie Antilopen; von **Raubtieren** echte Katzen, Hyänen, Bären



Fig. 580. Mastodon angustidens Cuv.



Fig. 581. Backzahn von Mastodon, die mit zitzenförmigen Erhöhungen versehenen Querhügel zeigend.



Fig. 582. Dinotherium giganteum Kaup.

und Hunde, endlich sowohl langschwänzige, wie gibbonähnliche **Affen** (Semnopithecus und Dryopithecus). Besonderes Interesse beanspruchen **Anchitherium** und **Hipparion** als jungtertiäre Stammformen des Pferdes. Den Ausgangspunkt des Pferdestammes bildet in Europa das oligocäne **Palaeotherium** (S. 668, Fig. 536), ein dreizehiges Huftier, bei welchem die mittlere Zehe zwar schon stark hervortritt, aber die beiden anderen doch noch kräftig sind und den Boden berühren. Ihm folgt im Miocän **Anchitherium** mit noch mehr verkürzten Seitenzehen (Fig. 583), dann im Pliocän **Hipparion**, bei welchem die letzteren zu schwachen Rudimenten reduziert sind (Fig. 584), bis endlich bei dem quartären **Pferd** die Seitenzehen ganz zum Wegfall gekommen sind (Fig. 585). Gleichzeitig mit dieser Reduktion der Seitenzehen entwickeln sich aus den kurzen gewurzelten

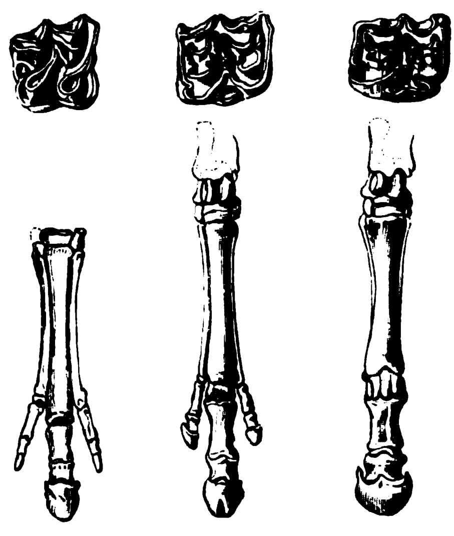


Fig. 583. Fig. 584. Fig. 585.
Fig. 583—585. Oberer Backzahn und Hinterfuß: 583 vom Anchitherium, 584 vom Hipparion, 585 vom Pferd.

Gliederung des Neogens (Jungtertiärs).

Zum Teil nach M. Neumayr.

	Mainzer Becken	Norddeutschland	Süddeutschland und Schweiz	Österreich-Ungarn	Italien	Griechenland	Frankreich	England
Pliocän					Sansino mit Säugetierresten im Arnotal / Marines Pliocän des Monte Mario, von Tarent, Palermo usw.	Marines Pliocän von Kos und Rhodus (Kalamaki?)	Süßwasserkalke der Auvergne z. T.	Norwich and Red Crag
				Levantinische Stufe: Paludinenschichten. Säugetierschichten von Bribir usw.	Sansino mit Säugetierresten im Arnotal / Subapennin-Schichten von Asti, Siena, Castel Arquato. Vaticanische Mergel, Zancléen von Calabrien und Sicilien	Paludinenschichten von Kos; Potamidenschichten von Megara	Sande von Montpellier; Süßwasserkalke der Auvergne z. T.; Congerienschichten des Rhonetals	White or Coral Crag
	Dinotheriensand von Eppelsheim	Flußschotter und Schieferkohle mit Mastodon arvernensis (Rippersroda u. Fulda) und mit Mast. Borsoni (an der oberen Werra)	Dinotheriensand	Pontische Stufe: Belvedere-Schotter Congerienschichten (Tegel von Inzersdorf)	Congerienschichten von Cast. maritima. Gyps. Braunkohle von Casino	Säugetierfauna von Pikermi	Säugetierfauna vom Mt. Lubéron (Provence)	White or Coral Crag
Miocän	Hydrobien- (Litorinellen-) Schichten. Corbiculaschichten. Hierher die Braunkohlen der Wetterau und des Vogelsberges	Posener Flammenton. Glimmerton von Schleswig-Holstein und Lüneburg. Bokuper Sandstein, Lübtheener Sand. Holsteiner Gestein: von Bersenbräck, Ibbenbühren, Eibergen. Obere Braunkohlenformation Preußens, der Mark, Pommerns, Mecklenburgs, Sachsens, des Habichtswaldes (über dem Basalterguß).	Obere Süßwasser-Molasse z. T. mit Braunkohlen (Tortonien) und Öninger Schichten. Süßwasserkalk von Steinheim	Sarmatische Stufe: (Cerithiensandstein, brackische Tegel). II. Mediterran-Stufe: (Badener Tegel, Leithakalk, Schichten von Grund). Schlier.	Braunkohlen vom Monte Bamboli. Schichten von Tortona Leithakalk	Hauptmasse der Süßwasserkalke von Chios, Lemnos, Imbros, Smyrna, Kos usw.	Faluns von Salles und der Touraine / Wirbeltierschichten von Sansan	
			Obere Meeres-Molasse (Helvétien): Muschelsandstein; Graue Molasse; Blättersandstein von Kempten; (Mayencien)	I. Mediterran-Stufe: (Hornerschichten) Braunkohlen von Eibiswald, Stotzka usw.	I. Mediterranstufe: Serpentinsande der Superga bei Turin; Scutellenschichten von Schio		Faluns von Saucats und Léognan / Wirbeltierschichten von Sansan	

Backzähnen des Palaeotherium lange, säulenförmige Zähne mit immer verwickelteren Schmelzfalten (Fig. 583—585). In Nordamerika ist die genealogische Reihe der Equiden noch reicher als in Europa und beginnt bereits im Untereocän mit Eohippus.

Die Beispiele, an denen die Gliederung der miocänen und pliocänen Schichtenreihe erläutert werden soll, müssen wegen der oben angedeuteten Verschiebung der Grenzen zwischen Festland und Meer anderen Tertiärgebieten entnommen werden als die früheren. Wir wählen das Becken von Mainz und das von Wien, verfolgen dann zunächst das begonnene norddeutsche, sowie das schweizerisch-bayerische Profil, und verweisen hierbei und im übrigen auf vorstehende Tabelle (S. 699).

Das Becken von Mainz*).

Die tertiären Gebilde des sogenannten Mainzer Beckens dehnen sich südlich vom Taunus, also von Bingen, Wiesbaden, Nauheim auf beiden Seiten des Rheines durch den Elsaß bis nach Basel aus und erstrecken sich den Main entlang bis nach Aschaffenburg, und in nördlicher Richtung zwischen Vogelsberg und Taunus bis nach Gießen. Abgesehen von randlichen Kies-, Sand- und Tonablagerungen sowie von Braunkohlenbildungen fluviatilen oder limnischen Ursprunges sind es Ablagerungen eines Meeresbeckens, welches allmählich ausgesüßt und dadurch erst in Brackwasser, dann in Süßwasser und schließlich in trockenes Land umgewandelt wurde, auf dem sich am Ende der Tertiärzeit Stromläufe herausbildeten. Die tertiäre Schichtenreihe des Mainzer Beckens lagert auf dem Devon, der Dyas und Trias ungleichförmig auf und beginnt im Norden mit mitteloligocänen Meeresbildungen (siehe Tabelle auf S. 681), im Elsaß hingegen mit eocänen Kalken und unteroligocänen Petrolsanden terrestren und brackischen Ursprungs, auf welche dann erst das marine Mitteloligocän folgt (s. S. 684).

Die ältesten Ablagerungen des Mainzer Mitteloligocäns sind:

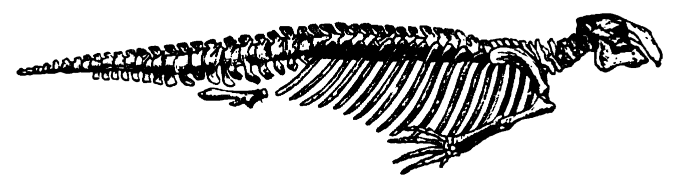


Fig. 586. Halitherium Schinzi Kaup aus dem mitteloligocänen Meeressand von Alzey.

Die Meeressande von Weinheim, Alzey, Waldböckelheim, oft zu Sandsteinen zusammengebacken, mit den Skeletteilen einer Sirene (Fig. 586),

*) Fr. Sandberger, Die Conchylien des Mainzer Tertiär-Beckens. Wiesbaden 1863. — R. Lepsius, Das Mainzer Becken. Darmstadt 1883. — Ders., Geologie von Deutschland. I. Stuttgart 1887—92. S. 590—646 (beide mit vollständiger Literatur).

Halitherium Schinzi Kaup*), und reich an Conchylien und Korallen, von denen viele, so Ostrea cyathula, Ostrea callifera, Pectunculus obovatus, Cytherea incrassata, Corbula subpisum, Dentalium Kickxii, im Mitteloligocän anderer Länder vorkommen. Noch bestimmter tritt das oligocäne Alter dieser Schichtenkomplexe in den nächst höheren Stufen hervor, einem echten Septarientone mit Leda Deshayesiana und Fusus multisulcatus, sowie den darüber liegenden Cyrenenmergeln von Rheinhessen, im unteren Maintal, in der Wetterau, im Rheingau mit Ostrea callifera, Cyrena semistriata, Cerithium plicatum, Cerithium margaritaceum.

Die obersten Oligocänablagerungen (von Sandberger u. A. bereits zum Miocän gerechnet) besitzen einen lokal sehr wechselnden Charakter: bald sind es Sandsteine mit Blattabdrücken von Cinnamomum, Sabal, Quercus, Ulmus (Blättersandsteine von Münzenberg), bald Sande und namentlich Kalksteine, angefüllt von Cerithien (Cerithiensand und Cerithienkalk), von denen Cerithium plicatum Brug., Cer. submargaritaceum und Cer. Rahti Braun die häufigsten sind, und zu denen sich außer Perna Sandbergeri, Cytherea incrassata und Mytilus socialis noch zahlreiche eingeschwemmte Landschnecken (Helix, Pupa) und Süßwassermollusken (Planorbis, Dreissensia) gesellen (Landschneckenkalk von Hochheim und Flörsheim).

A. **Miocän.**

Corbiculakalk und Litorinellenkalk, lichte, feste Kalksteine, ersterer voll von Corbicula Faujasi, letzterer oft fast nur aus Gehäusen der kleinen Litorinella (Hydrobia) acuta Drap. = ventrosa Montf. (Fig. 588) und L. inflata Br., an anderen Stellen beinahe ausschließlich aus Dreissensia Brardi Fauj. (Fig. 587) oder Mytilus Faujasi Brongn. bestehend. Neben diesen



Fig. 587. Dreissensia Brardi Fauj.



Fig. 588. Litorinella acuta Drap. = ventrosa Montf.



Fig. 589. Rhinoceros (Aceratherium incisivus Cuv.

sind noch zahlreiche Süßwasser- und Landmollusken (Paludina, Limnaeus, Planorbis, Pupa, Helix) häufig. In der Umgebung von Wiesbaden, Mainz, Frankfurt gehen diese Schichten nach oben in Litorinellenton (mit

*) R. Lepsius, Halitherium Schinzi. Darmstadt 1881. 10. Taf.

L. ventrosa) über. Sie besitzen durch das Vorkommen zahlreicher Wirbeltierreste (Cainotherium, Rhinoceros incisivus [Fig. 589], Hippotherium, Cervus u. a.) besonderes Interesse. Ausgezeichnete Aufschlüsse in die Cerithien-, Corbicula- und Litorinellenkalke gewähren u. a. die Steinbrüche bei Weisenau, Oppenheim und Nierstein.

Eine Sumpf- oder Süßwasserfazies dieser Stufe ist die mit Basaltergüssen wechsellagernde Braunkohlenformation der Wetterau und des Vogelsberges, deren südlicher Ausläufer sich als ein an Blattabdrücken reicher Letten bis nach Rheinhessen verfolgen läßt. Unter den Pflanzen, welche sich in der Braunkohle selbst, sowie in den sie begleitenden plastischen Tonen finden, sind besonders Cinnamomum, immergrüne Eichen, Magnolien, Akazien, Storaxbäume, Feigen, die Weinrebe, sowie Cypressen und Palmen vertreten. Die Hauptmasse der Flötze rührt von angeschwemmten Nadelhölzern, namentlich Cypressen- und Pinusarten her.

B. Pliocän.

Außer einigen Braunkohlen mit Pflanzenresten, welche einen nordamerikanischen, der Jetztwelt sehr nahe stehenden Charakter besitzen, wird die Pliocänformation im Mainzer Becken durch eine 7—10 m mächtige fluviatile Ablagerung von Sand und Gerölle repräsentiert, welche namentlich bei Worms direkt auf die Litorinellenkalke folgen. Innerhalb dieser füllen sie kleine Mulden sowie Flußbetten aus, werden nach ihrem Hauptaufschlußpunkte Sande von Eppelsheim genannt und zeichnen sich durch ihre Führung von Resten einer reichen Fauna von Landsäugetieren aus. Besonders charakteristisch sind die Skeletteile von Dinotherium giganteum (daher auch Dinotherien-Sand), Rhinoceros incisivus, Mastodon longirostris, Anthracotherium magnum, Hipparion (Hippotherium) gracile und mehreren Sus-, Cervus- und Felis-Arten.

Das Wiener Becken*).

An die Tertiärzone, welche den West- und Nordabhang der Alpen begleitet, schließen sich die Tertiärgebilde von Niederösterreich, des sogenannten Wiener Beckens, und an diese nördlich und östlich die böhmische und ungarische Tertiärformation an. Unter dem Namen »Wiener Becken« versteht man jenes tertiäre Tiefland, welches im O von den Karpathen, dem Leithagebirge und dem Rosaliengebirge, im S. von den östlichen Aus-

*) E. Süß, Der Boden von Wien. Wien 1860. — Th. Fuchs, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung Wiens. Wien 1873. — Th. Fuchs, Geologische Übersicht der jüngeren Tertiärbildung des Wiener Beckens. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 653. — M. Hörnes und P. Partsch, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Wien 1851—1870. — F. Karrer, Geologie d. k. k. Franz-Josephs-Hochquellen-Wasserleitung. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1877 (mit vollständigem Literaturverzeichnis über das Wiener Becken).

läufern der Alpen und im W von dem böhmisch-mährischen Massiv begrenzt wird. Die Schichtenreihe dieses Wiener Beckens (Fig. 590) ist in folgender Weise gegliedert worden:

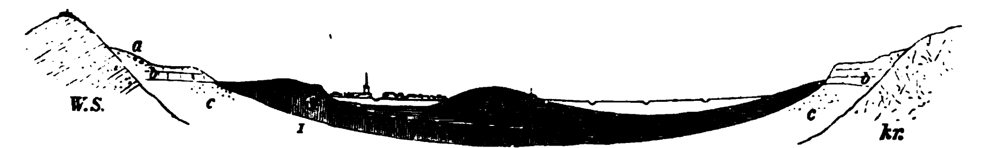


Fig. 590. Idealer Durchschnitt des Beckens von Wien. Nach *v. Hochstetter*. *W. S.* Wiener Sandstein, *kr.* krystallinische Gesteine des Leitha-Gebirges. *I* Mediterrane Stufen und zwar *a* Konglomerat, *b* Leithakalk, *c* Tegel. *II* Sarmatische Stufe. *III* Congerienstufe.

A. Miocän.

1. Ältere Mediterranstufe (Horner Schichten). Rein marin. Sande, Tone, Mergel von Horn, Loibersdorf, Eggenburg mit Ostr. lamellosa, und crassissima, Pecten solarium, P. palmatus, Venus umbonaria, Pyrula condita, Murex aquitanicus, Cerithium margaritaceum (Fig. 597). Bei Eggenburg an den Uferklippen Balanen- und Bryozoenkalke.

2. Jüngere Mediterranstufe. Badener Tegel, Schlier von Ottnang, Leithakalk, ebenfalls noch rein marin. Als Schlier hat man die dortigen sandig-tonigen Mergel, als Tegel mächtige graue, plastische Tone bezeichnet, welche feine Glimmerschüppchen, etwas Quarzsand und ein wenig kohlensauren Kalk enthalten, — unter Leithakalk versteht man einen lichten, zum Teil porösen, fast lediglich aus Korallen-, Foraminiferen-, Kalkalgen- und Conchylienschutt bestehenden Kalkstein. Diese petrographisch so verschiedenen Gesteine gehören verschiedenen Ablagerungszonen ein und desselben Seebeckens an, sind also nur verschiedene Fazies der Sedimente einer einzigen Periode und lagern nicht über-, sondern nebeneinander. Konglomerate (Leithakonglomerate) mit großen Austern und Seeigeln (Clypeaster), Geröllanhäufungen und Sande sind am Strande, die Kalke im seichten Wasser und der Tegel und Schlier in der tieferen See gebildet.

Unter den außerordentlich zahlreichen organischen Resten der eben beschriebenen Schichtengruppe spielen Foraminiferen, Zweischaler und Gastropoden die Hauptrolle. Erstere und zwar namentlich Vertreter der Gattungen Amphistegina, Triloculina, Textularia und Globigerina nebst Kalkalgen (Lithothamnien) bilden die Hauptmasse der mächtigen Kalksteinablagerungen, der Leithakalke. Eine der gewöhnlichsten Formen ist Amphistegina Haueri d'Orb. (Fig. 591).

Die Mollusken, von denen über 1000 Arten beschrieben wurden, sind hauptsächlich durch folgende Genera vertreten: Conus (Fig. 598), Oliva, Cypraea, Ancillaria (Fig. 596), Voluta, Mitra, Cassis, Strombus, Triton, Ranella,

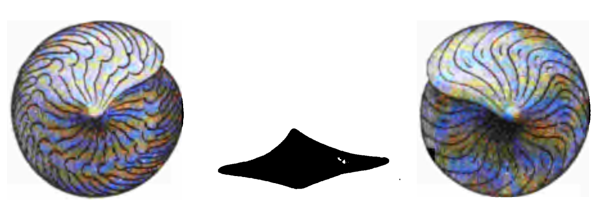


Fig. 591. Amphistegina Haueri d'Orb.



Fig. 592. Venus multilamellata Lam.



Fig. 593. Pectunculus pilosus Lin.



Fig. 594. Panopaea Menardi Desh.



Fig. 597. Cerithium margaritaceum Sow.

Fig. 595. Tellina crassa Penn.



Fig. 596. Ancillaria glandiformis Lam.

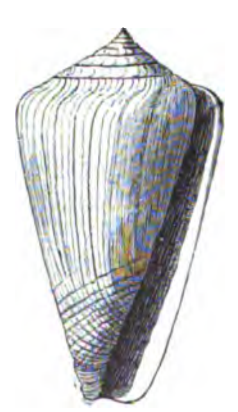


Fig. 598. Conus ponderosus Brocc.



Fig. 599. Pleurotoma cataphracta Brocc.



Fig. 600. Fusus longirostris Brocc.

Aus der Wiener Mediterran-Stufe.

Murex, Pyrula, Fusus (Fig. 600), Nassa, Terebra, Cancellaria, Pleurotoma (Fig. 599), Cerithium, Turritella, Trochus, Turbo, Rissoa, Ostrea, Pecten, Spondylus, Pinna, Avicula, Arca, Pectunculus (Fig. 593), Nucula, Cardita, Lucina, Cardium, Cytherea, Venus (Fig. 592), Tellina (Fig. 595), Mactra, Lutraria, Pholadomya, Panopaea (Fig. 594), Solen, Pholas, Teredo. Viele dieser Tierarten leben noch heute im Mittelländischen Meere, sowie an der Westküste Afrikas, so daß der Charakter der Fauna dieser Stufe des Wiener Tertiärs im allgemeinen als ein mediterraner bezeichnet werden kann, der durch tropische Formen bereichert wird.

Schichten der Mediterranstufe verbreiten sich vom Wiener Becken aus über Steiermark, Mähren, Ungarn, Siebenbürgen und Galizien bis zum Asowschen Meere.

3. Sarmatische Stufe. Halbbrackisch. Zu unterst Tegel (Hernalser Tegel), dann kalkige Sandsteine und darüber neuere Tegelbildungen. Erstere sind z. T. angefüllt von Cerithien, und zwar namentlich Cerithium pictum Bast., und werden als Cerithienschichten bezeichnet; der obere sarmatische Tegel führt massenhaft Tapes und Cardium, ferner Skeletteile von Seehunden, Delphinen und Seekühen. Derartige Ablagerungen erstrecken sich die Donauniederung entlang bis jenseits des Schwarzen Meeres zum Aralsee. Ihre ärmliche Fauna hat eine große Ähnlichkeit mit derjenigen des Schwarzen Meeres.

B. Pliocän. Pontische Stufe.

1. Congerienschichten. Brackwasserschichten. Infolge fortgesetzter Aussüßung nahm das Wiener Becken den Charakter eines Brackwasser- und dann eines Süßwassersees an. In diesem wurde zu unterst der Tegel abgelagert, welcher z. B. den Untergrund der Stadt Wien bildet

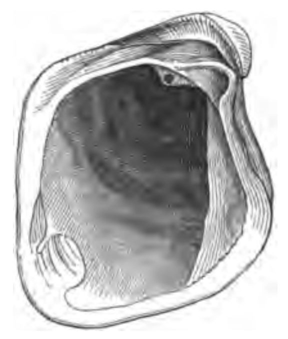




Fig. 601. Congeria subglobosa Partsch.



Fig. 602. Melanopsis Martiniana Fér.

(Inzersdorfer Tegel) und sich durch seinen Reichtum an Cardien, an Congeria subglobosa Partsch (Fig. 601) und Melanopsis Martiniana Fér. (Fig. 602) auszeichnet, aber auch Überreste von Dinotherium, Rhinoceros,

Mastodon, Antilopen, Süßwasserschildkröten und Landpflanzen führt. In dieser oberen Gruppe des Wiener Tertiärgebirges stellen sich schließlich neben Süßwasserkalken mit Helix und Planorbis auch Braunkohlen mit Pflanzenresten ein, welche der später zu beschreibenden Öninger pliocänen Flora entsprechen.

Auch im östlicheren Teile des großen sarmatischen Binnenbeckens der Miocänzeit, in der ungarischen Ebene, in Siebenbürgen, dem Banat und in der Umgebung des Schwarzen Meeres sind jetzt Einzelseen entstanden, welche durch Flüsse ausgesüßt werden und in denen sich Congerienschichten niederschlugen, aber bis gegen das Ende der Pliocänzeit zu immer kleiner werdenden Wasserflächen zusammen schrumpften, in welchen die jüngstpliocänen Paludinenschichten zur Ablagerung gelangten.

2. Flußschotter und -sande, Belvedereschotter. In ihm finden sich Knochen von Anthracotherium, Dinotherium, Hipparion, Mastodon, Rhinoceros. Mit dieser fluviatilen Bildung schließt die tertiäre Schichtenreihe des Wiener Beckens ab und wird von Löß überlagert.

Dem Miocän gehören die zahlreichen Steinsalzlager Ungarns, Siebenbürgens und Galiziens, und unter diesen namentlich diejenigen von Wieliczka an*). Das Steinsalz kommt daselbst teils in mächtigen, bis 15000 Kubikfuß großen stockförmigen Massen, teils in Bänken zwischen Salzton, Anhydrit und Gyps vor. Unter Löß und diluvialem Sande liegt zu oberst grauer Ton (Tegel), unter ihm Salzton, in dessen liegender Zone stockförmige Massen von meist grünem, grobkrystallinischem Steinsalz (Grünsalz nebst Streifen und Nestern von Gyps eingebettet sind. Durch Tonlagen und geschichteten Anhydrit wird das Grünsalz von dem darunterliegenden Spisasalz getrennt, welches aus mehreren, zusammen gegen 20 m mächtigen Flötzen von oft stengeligem, zum Teil Kohlenwasserstoff haltendem Steinsalz (Knistersalz) besteht. Unter ihm treten zuerst Salzton und Anhydrit, dann die zusammen ebenfalls über 30 m mächtigen Lager des Schybiker Salzes, eines reinen, weißen, klein- bis großkörnigen Steinsalzes auf. Darunter folgen Ton, Sande und Sandsteine. Im Steinsalze und in den dasselbe begleitenden Tonen kommen zahlreiche marine Reste vor, von denen über 70 Prozent mit denen des Wiener Beckens und namentlich des mittleren Tegels identisch sind. Die komplizierten Lagerungsverhältnisse der Steinsalzformation von Wieliczka werden von Paul und Tietze auf zwei schräge, nach N überliegende und spitz ausgezogene Sättel zurückgeführt. Das nämliche Salzlager wurde in Oberschlesien bei Sohrau

*) Niedzwiedzki, Beitrag zur Kenntnis der Salzformation von Wieliczka und Bochnia. I. Lemberg 1883. II. 1884. III. 1884. IV. 1889. V. 1891. — E. Tietze, Geogn. Verhält. d. Geg. v. Krakau. Wien 1888. S. 190. — Ders., Verh. d. k. k. geol. Ra. Wien 1890. Nr. 8. S. 1.

erbohrt. — Bei Kalusz in Ostgalizien treten im Hangenden des Salzgebirges linsenförmige Einlagerungen von Kainit und Sylvin auf*).

Das Jungtertiär Norddeutschlands.

In Norddeutschland ist, wie bereits oben erwähnt, marines Pliocän nicht zur Ablagerung gelangt, nur die Schieferkohlen und Mastodon arvernensis führenden Schotter bei Rippersroda in Thüringen und bei Fulda, sowie die Sande mit Mastodon Borsoni bei Jüchsen im oberen Werragebiete, ferner wahrscheinlich manche andere Kies- und Tonablagerungen Thüringens und Sachsens repräsentieren fluviatile Gebilde der Pliocänzeit**).

Dahingegen bildet das marine Miocän***) ein weites Becken, welches, wenn auch der allgemeinen Diluvialbedeckung wegen nur an isolierten Punkten aufgeschlossen, Schleswig und Holstein, Lauenburg, das südwestliche Mecklenburg und das nördliche Hannover bis in die Gegend von Celle umfaßt und sich in südwestlicher Richtung durch Oldenburg und Westfalen bis nach Hasselt und Antwerpen ausdehnt, so daß ihm auch die belgischen Miocänablagerungen, das Système diestien und boldérien, angehören. Die beiden früher im norddeutschen Miocän unterschiedenen Horizonte, der Holsteiner Sandstein und der Glimmerton, sind, nach v. Koenen, gleichalterige Bildungen von verschiedenartiger Ausbildungsweise, so daß ihre Verschiedenheiten nur Faziesunterschiede sind. Darauf weist u. a., und abgesehen von petrographischen Übergängen, namentlich die Verteilung der siphonostomen Gastropoden in diesen Schichten hin. Es beschreibt deren v. Koenen 85 Arten aus dem Glimmerton, von welchen jedoch 71 Prozent auch aus der Holsteiner und Antwerpener Gruppe bekannt sind. Um einige der wichtigsten Mollusken des norddeutschen Miocäns zu nennen, mögen hier angeführt werden: Arca diluvii Lam., Leda pygmaea Münst., Astarte anus Phil., Pectunculus pilosus Lin., Isocardia cor Lin., Murex octonarius Beyr., Murex aquitanicus Grat., Tiphys horridus Brocc., Conus antediluvianus Brug., Cancellaria evulsa Sol., Cancellaria aperta Beyr., Fusus tricinctus Beyr., Nassa tenuistriata Beyr., Pleurotoma turricula Brocc., Voluta Bolli

*) J. Niedzwiedzki, Das Salzgebirge von Kalusz. Lemberg 1891.

**) K. v. Fritsch, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884. S. 389. — J. Walther, Ebend. 1900. S. 212.

***) A. v. Koenen, Sitzber. d. Gesellsch. zur Bef. d. ges. Naturw. zu Marburg. Nr. 8. 1871, und Schriften d. Ges. Bd. X. Abt. 3. Kassel 1872; — ferner N. Jahrb. Beil. II. 1883. S. 223, sowie 1886. I. S. 81. — C. Gottsche, Über das Miocän von Reinbeck. Verh. d. Ver. f. naturh. Unterhalt. in Hamburg (1876). Bd. III. März bis April 1878. — Ders., Die Molluskenfauna des Holsteiner Gesteines. Festschr. des naturw. Ver. zu Hamburg. 1887. — E. Geinitz, Flötzformationen Mecklenburgs. 1883. S. 96. — XIII. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1892. S. 59.

Koch. Ergiebige Fundstellen dieser miocänen Molluskenfauna sind: Sylt, Glückstadt, Reinbeck und Lüneburg, Bokup und Dömitz in Mecklenburg, Dingden in Westfalen und Rothenburg bei Düsseldorf.

Braunkohlenkomplexe miocänen Alters sind in Ost- und Westpreußen, Posen, in der Mark Brandenburg und in Pommern, in Mecklenburg, in der Lausitz, im Königreich Sachsen, auf dem Habichtswald zur Ausbildung gelangt (vgl. die Zusammenstellung und Literaturangaben auf S. 693 u. 694, ferner die Tabelle auf S. 695) und geben hier zu ausgedehntem Bergbau Veranlassung. Dieselben folgen meist direkt auf das marine Oberoligocän und werden in Mecklenburg von dem marinen miocänen Bokuper Sandstein*), dahingegen im Meißner und Habichtswalde von Basalt überlagert, auf welchen vielerorts noch eine zweite jungmiocäne Braunkohlenbildung folgt, welche von Basalttuffen und Polierschiefer begleitet und wiederum von Basaltergüssen bedeckt wird (v. Koenen).

Die sich von Pommern und Mecklenburg aus durch die Mark bis zur Lausitz und in die Leipziger Gegend ausdehnende miocäne Braunkohlenstufe (o. B. Fig. 578 u. 575) setzt sich ganz ähnlich wie der untere Komplex der norddeutschen Braunkohlenformation aus lichten Sanden und Kiesen mit Knollensteinen, hellen Tonen (Flaschentonen), ferner aus Flötzen von Braunkohle und vorzüglich von Alaunton zusammen, und führt z. B. Taxodium distichum miocenum Heer, Liquidambar europaeum Br., Populus latior Br. und Reste anderer Bäume und Sträucher mit jährlich fallendem Laub.

Das jüngste Glied des norddeutschen Neogens ist eine in Westpreußen, Posen und Schlesien weitverbreitete mächtige Süßwasserbildung, der Posener Flammenton.

Die neogenen Tertiärformationen der Schweiz und des südlichen Bayerns.

Auf S. 677 f. sind die eocänen, auf S. 683 die oligocänen Tertiärgebilde der südlichen Teile Deutschlands, sowie der Schweiz geschildert. An letztere, nämlich die untere Süßwassermolasse (untere Braunkohlenbildung, aquitanische Stufe), schließen sich die Schichten des Miocäns und zwar:

1. Die graue Molasse (Mainzer Stufe), eine Sandsteinbildung, welche sehr häufig Pflanzenreste von ausgesprochenem nordamerikanischen Charakter (Cinnamomum, Ulmus, Liriodendron, Rhamnus, Juglans, Acer) umschließt und dann als Blättersandstein oder Blättermolasse bezeichnet worden ist. Mit dieser Süßwasserbildung ist jedoch eine marine Ablagerung verknüpft, welche Venus clathrata, Cerithium lignitarum, Murex plicatus führt.

*) E. Geinitz, l. c. — O. Oehmcke, Der Bokuper Sandstein. Güstrow 1886.

2. Die obere Meeresmolasse (Helvetische Stufe), ein entschiedener Meeressandstein, zum Teil voll Conchylien und oft konglomeratähnlich mit kalkigem Bindemittel (Muschelsandstein). Von der außerordentlich artenreichen Molluskenfauna dieser Schichten leben 35 Prozent noch jetzt und zwar zum Teil im Mittelmeere, zum Teil unter tropischen Breiten. Viele Formen, z. B. Pectunculus pilosus, Panopaea Menardi, Conus ventricosus, Chenopus pespelicani, Turritella turris, stimmen mit miocänen Fossilien des Wiener Beckens überein. Fischzähne, so solche von Lamna, Oxyrhina, Carcharodon, sind außerordentlich häufig.

3. Die obere Süßwassermolasse, aus Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen bestehend, einige Braunkohlenflötze umschließend und Limnaeen, Planorben, Unionen, sowie Helix-Arten führend. In dieses Niveau gehören die Öninger Schichten, meist dünnplattige Kalksteine, welche sich durch ihren Reichtum an außerordentlich gut erhaltenen Pflanzen- und Tierresten auszeichnen. Die Flora besteht der Mehrzahl nach aus amerikanischen und in zweiter Reihe aus europäischen Typen, während asiatische, afrikanische und australische Formen sehr in den Hintergrund treten. Die Öninger Fauna ist durch eine außerordentlich große Anzahl von Insekten, vorzüglich Käfern, von subtropischen und zwar namentlich südeuropäischen Typen repräsentiert*). Unter den Wirbeltierresten haben neben denen sehr zahlreicher Leuciscus-Arten die eines Riesensalamanders, Andrias Scheuchzeri, besondere Aufmerksamkeit auf sich gezogen, welche Scheuchzer für versteinerte Skeletteile von Menschen (homo diluvii testis) hielt.

Überraschend ist die Mächtigkeit der tertiären Sedimente in der direkten Nachbarschaft der Alpen im Vergleiche mit derjenigen damit zusammenhängender Schichtenkomplexe an weiter entfernten Aufschlußpunkten. Es beruht dies darauf, daß die stromreiche zerrissene Küste der alpinen Insel Strandbildungen außerordentlich begünstigte und die steilen Abhänge des Inselgebirges der tertiären Meeresküste gewaltige Mengen von Gesteinsmaterial zur weiteren Zerkleinerung zuführten.

Während mit diesen obermiocänen Ablagerungen die Tertiärbildungen der Schweiz und der nächst angrenzenden Landstriche abschließen, machen in der Hochebene der Donau pliocäne Sande mit Knochen von Dinotherium, Mastodon, Rhinoceros und anderen Säugetieren den Schluß der Tertiärformation.

Der Crag Englands.

Das jüngste Tertiär Englands besteht vorwaltend aus Sanden und Mergeln, welche reich an Schalen von Mollusken sind und als Crag bezeichnet werden. Man unterscheidet von unten nach oben steigend:

---

*) Osw. Heer, Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Öningen und Radoboj. Leipzig 1847. 49. 53.

1. White or Coralline Crag, 60 m mächtig, bestehend aus kalkigen Mergeln voll Molluskenschalen und Bryozoënstöcken. Von ersteren sind 316 Spezies beschrieben, von denen 34 Prozent noch leben. Der Habitus dieser Fauna ist ein mediterraner.

2. Red Crag, etwa 8—12 m mächtige, eisenschüssige Quarzsande mit 256 Molluskenspezies, von welchen 92 Prozent noch leben. Nordsee-Charakter.

3. Norwich or Fluviomarine or Mammaliferous Crag, etwa 25 m mächtige Sande, Lehme und Kiese mit einer gemischten Meeres-, Land- und Süßwassermolluskenfauna, sowie mit Knochen von Fischen und Säugetieren (Mastodon, Elephas, Hippopotamus), also augenscheinlich abgelagert in der See nahe der Mündung eines Stromes. Alle Landschnecken gehören Arten an, die heute noch leben; von den 139 Spezies mariner Mollusken sind etwa 7 Prozent ausgestorben, der Rest enthält ziemlich viele heute in den arktischen Meeren lebende Formen, z. B. Rhynchonella psittacea, Scalaria groenlandica, Astarte borealis, Panopaea norwegica, Cyprina islandica u. a.

4. Chillesford beds und Weyburn Crag, etwa 10 m mächtige Sande und Tone mit einer Molluskenfauna, von welcher zwei Drittel jetzt Bewohner höherer Breiten, also kälterer Meere sind. Unmittelbar darauf folgen die jungpliocänen, noch präglacialen Forest-beds von Cromer, zu unterst schwache Lagen von Torf und Moor, diese mit rezenten Pflanzen und mit Knochen von Canis, Ursus, Equus, Rhinoceros, Hippopotamus, Elephas meridionalis u. a., darüber Sande und Tone mit Leda myalis und endlich das echte Glacialdiluvium.

Verfolgt man die Veränderung der Faunen der einzelnen Schichtenkomplexe des englischen Crag, so tritt eine doppelte Erscheinung hervor, einerseits die stetige Zunahme der Zahl der noch heute fortlebenden Molluskenarten, anderseits aus der Zunahme arktischer Formen ein allmähliches Heruntersinken des im Beginne der Cragablagerung südlichen Klimas zu dem der Eiszeit. Höchst interessant ist der Nachweis, daß viele Mollusken, die während der Cragperiode die englischen Meere bewohnten, beim Herannahen der Eiszeit sich südwärts zurückzogen und deshalb fossil in dem Pliocän von Sicilien, Süditalien und Griechenland gefunden werden, während sie am Ende der Eiszeit wieder nach Norden wanderten und heute wiederum die britischen Meere bewohnen.

Das Pliocän Italiens.

In Italien lehnen sich mittelpliocäne Schichten, welche unter der Bezeichnung Subapenninformation zusammengefaßt worden sind und lokal auf der Congerien-Stufe auflagern, an beide Seiten der Apen-

ninen an. Sie führen zwar meist mediterraneische, jedoch auch zahlreiche tropische Molluskenformen, welche den Geschlechtern Conus, Cypraea, Strombus, Pyrula, Mitra, Fasciolaria, Sigaretus, Delphinula, Ancillaria, Oliva, Terebellum, Terebra, Perna, Plicatula und Corbis angehören. Die gleichzeitige Flora hat aus jetzt auf Madeira und am Golf von Mexiko heimischen Pflanzen bestanden. Zu den jüngsten überhaupt bekannten marinen Tertiärschichten gehören die oberpliocänen Ablagerungen Siciliens. Sie sind reich an Korallen und Conchylien, welche ihrer bei weitem überwiegenden Mehrzahl nach noch heute das Mittelländische Meer bewohnen. So leben z. B. von den 500 Arten des Pliocäns der Umgegend von Palermo nur 97 heute nicht mehr im benachbarten Meere und von diesen sind 66 ausgestorben, während 31 im atlantischen Ozean vorkommen und z. T. sogar nordischen Charakter haben. Auf den Gebirgen Siciliens breiten sich Bänke von Ostrea edulis, sowie solche der gewöhnlichen Mittelmeerkoralle, Caryophyllia caespitosa, aus, während andere Kalksteine von Pecten Jacobaeus ganz angefüllt sind. Diese pliocänen Schichten erreichen auf Sicilien über 600 m Mächtigkeit, sind trotz ihres geringen Alters 700 bis 1000 m hoch gehoben worden, bilden ganze Gebirgszüge, wechsellagern mit Tuffbildungen, werden von Lavagängen durchsetzt, kurz bieten Erscheinungen dar, deren Studium ganz ähnliche Verhältnisse paläozoischer Formationen ins klarste Licht setzt. Trotz der fast vollkommenen Identität des organischen Gesamtcharakters dieser Schichten und des jetzigen mittelländischen Meeres hat sich doch seit ihrer Ablagerung der ganze 10200 Fuß hohe Ätna auf ihnen langsam aufgebaut, ein Vorgang, der sicherlich viele Tausend Jahre in Anspruch genommnn hat.

Als Fundstätte der Reste einer reichen Säugetier-Fauna ist das Tal des Arno berühmt. Hier tritt eine etwa 160 m mächtige, Sansino genannte, oberpliocäne Schichtenreihe von vorwaltenden Sanden nebst Konglomeraten auf mit Elephas meridionalis, Rhinoceros leptorhinus, Hippopotamus major, Equus Stenonis, Machairodus, Mastodon usw.

Pliocäner Knochenlehm von Pikermi in Griechenland. Die Ebene von Pikermi (letzteres zwischen Athen und Marathon gelegen) besteht aus abwechselnden Lagen von rotem Lehm und festen Konglomeraten, den Absätzen eines altpliocänen Flusses. Eine dieser Lehmbänke ist dicht angefüllt von aus dem Zusammenhange gerissenen, z. T. durch Raubtiere bearbeiteten Skelettstücken von Säugetieren und unter diesen namentlich von Machairodus cultridens, Dinotherium giganteum, Rhinoceros Schleiermacheri, Hipparion gracile, Sus major und einer Giraffe (Helladotherium Dufrenoyi), sowie von Antilopen und Affen (Mesopithecus), — also meist Vertretern der Eppelsheimer und Belvedere-Fauna (= pontische Stufe).

Das Jungtertiär Nordamerikas. In Oregon, Nevada, Montana und angrenzenden Gebieten folgen auf die oligocäne White River-Gruppe (S. 680)

die miocänen John Day- und die Deep-River-Gruppen, neben Oreodontiden mit Rhinoceros, Anchitherium, Aceratherium, sowie letztere mit Mastodon und Kamelen. Das obere Neogen ist dort durch die Loup-Fork-Beds mit Mastodon angustidens, Rhinoceros, Equus, Hipparion, Pliohippus, Canis u. a. vertreten, während sich der Übergang der Tertiär- in die Diluvialperiode in den Equus- und den Megalonyx-Beds vollzieht, in denen sich von Südamerika eingewanderte Edentaten (Megalonyx, Mylodon, Glyptodon) mit echt nordamerikanischen Typen mischen.

Die Siwalikformation Ostindiens. Die Tertiärgebilde der Siwalik-Hills, einer dem Südfuße des Himalaya vorgelagerten Hügelkette, bestehen aus Sandsteinen, Konglomeraten und Tonen, welche eine Mächtigkeit von 2000 m erreichen, von den Bergströmen des Himalaya aufgeschüttet worden sind und außer Süßwasserconchylien (Unio, Paludina, Melania) die Reste einer Anzahl überaus formenreicher miocäner und pliocäner Säugetierfaunen enthalten. Die Vertreter derselben sind z. T. europäischen Formen nahe verwandt, von welchen Dinotherium, Mastodon, Elephas, Stegodon, Rhinoceros, Hipparion, Hippopotamus, Antilopen, Hirsche, zahlreiche Raubtiere (darunter Amphicyon) und Affen (Semnopithecus) dort ebenfalls vorkommen. Unter den der Siwalikformation eigentümlichen Typen fallen namentlich einige gewaltige Wiederkäuer, das Sivatherium und Brahmatherium, ferner eine riesige Landschildkröte von über 4 m Länge (Colossochelys) auf.

Im Tertiär der Insel **Java** besitzt der S. 678 erwähnte Nummulitenkalk nur eine geringe, das marine Neogen hingegen eine allgemeine Verbreitung*). Auf das fossilreiche Miocän und Altpliocän folgen jungpliocäne Flußschotter und vulkanische Tuffe mit Resten der Siwalikfauna (Martin l. c. IV). In Vergesellschaftung mit letzteren, u. a. mit Skeletteilen von Stegodon und Hexaprotodon (Hippopotamus), entdeckte E. Dubois das Schädeldach, 2 Backzähne und den linken Oberschenkel eines Primaten, den er Pithecanthropus erectus nannte und in welchem hervorragende Paläontologen wie Damas, Nehring und Marsh ein Bindeglied zwischen anthropoiden Affen und dem Menschen erblicken**).

Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärformation sind in dem bei weitem größten Teile ihres Verbreitungsgebietes die ursprünglichen, also flach tellerförmigen geblieben, höchstens sind infolge des Austrocknens, der Zusammenpressung und somit Volumenverringerung ursprünglich wasserreicher, lockerer Schichtensysteme und infolge daraus hervorgehender

---

*) K. Martin, Sammlungen d. geol. Reichsmus. Leiden. Ser. I. Bd. V. S. 24, Bd. VI. S. 135. Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1900. Verh. S. 1.

**) E. Dubois, Pithecanthrop. erectus, etc. Batavia 1894. — Ders., Verhandl. d. anthrop. Ges. Berlin. 1895. S. 723.

Senkungen und Spaltenbildungen Knickungen und Biegungen der darüber liegenden Komplexe eingetreten. Andernorts ist selbst noch das jüngere Tertiär von nicht unbeträchtlichen Verwerfungen und grabenförmigen Versenkungen sowie von Faltungen betroffen worden (s. S. 335). Zahlreiche Beispiele für letztgenannte Erscheinung liefert die miocäne Braunkohlenformation der Lausitz und der nördlich angrenzenden Landstriche, wo die Braunkohlenflötze lokal zu so stark überliegenden Falten zusammengeschoben sind, daß derselbe Schacht das nämliche Flötz zwei-, ja dreimal unter einander durchteuft hat (Fig. 603). Viel verwickelterer Natur jedoch sind

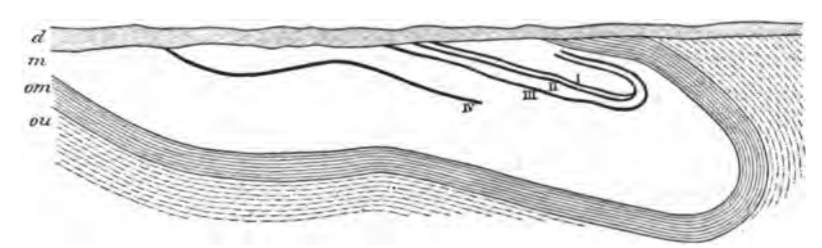


Fig. 603. Überkippte Mulde der miocänen Braunkohlenformation in der Grube »Vaterland« bei Frankfurt a. O. Nach *Berendt*.
ou Unteroligocän, *om* marines Mitteloligocän, *m* Oberoligocän und miocäne Braunkohlenformation mit 4 Flötzen (*I—IV*), *d* Diluvium.

die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten, welche in denjenigen Bereichen zum Absatze gelangten, aus denen im Verlaufe der Tertiärzeit Hochgebirge hervorgingen. Eines der großartigsten Beispiele der Wirkung gebirgsbildender Faltungen während verhältnismäßig sehr junger Zeiträume liefert die Beteiligung des Tertiärs am Aufbau der Alpenkette. An diesem haben namentlich die Nummulitenkalke und der Flysch, aber auch die Molasse teilgenommen und sind nicht nur aufgerichtet und gefaltet, sondern zum Teil auch überkippt, zu liegenden Falten überstürzt und bis zu mehr als 3000 m über den Meeresspiegel emporgestaut worden. Die Gipfel des Dent du Midi, des Niederhorns, der Ralligstöcke, der Diablerets, des Grünten, des Rigi, des Speer u. a. bestehen aus solchem dislozierten Tertiär. (Vergl. Fig. 28, S. 67; Fig. 111, S. 323; Fig. 566, S. 679).

Auch in den Pyrenäen sind eocäne Schichten im Verein mit der Kreide von außerordentlichen Faltungen und Dislokationen betroffen worden und steigen zu so bedeutenden Höhen empor, daß selbst ein Teil des höchsten Gebirgskammes, der Troumouse, der Marboré (3320 m), sowie der Mt. Perdu (3352 m) aus ihnen besteht. Da die Miocänablagerungen am Nordabhange der Pyrenäen horizontal auf den steil aufgerichteten Eocänschichten liegen, so muß die letzte und zwar bedeutendste Hebung des Pyrenäengebirges in die Zeit zwischen Eocän und Miocän fallen.

Anders im Himalaya, wo sogar pliocäne Süßwasserschichten der

Siwalikformation (S. 712) in steil aufgerichteter Stellung bis zu 4000, ja 5000 m emporsteigen, um hier von vollkommen horizontalen limnischen Diluvialgebilden (mit Rhinoceros und Hyaena) überlagert zu werden, so daß die Gebirgsfaltung des Himalaya bis zum Ende der Pliocänperiode fortgedauert haben muß.

Vulkanische Eruptionen während der Tertiärperiode. Im Verlauf der triadischen, jurassischen und cretaceïschen Zeitalter fanden Durchbrüche glutflüssiger Gesteinsmassen nur ausnahmsweise statt, und waren dann auf verhältnismäßig kleine Territorien beschränkt. Anders in der Tertiärperiode. In ihrem Verlaufe ist die Erde fast überall der Schauplatz großartiger vulkanischer Eruptionen gewesen, deren Produkte durch ihre petrographischen Analogien, ihre Lagerungsform und ihren Verband mit den sedimentären Schichtenreihen, sowie durch ihre allgemeine Verbreitung an die ganz ähnlichen Erscheinungen während des permischen Zeitalters erinnern (vgl. S. 216, 284 u. 501). Die Ergußgesteine dieser Periode waren Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre, — die des Tertiärs sind die Liparite, Trachyte, Phonolithe, Andesite und Basalte. Mit ihnen beginnt die große Reihe jener Eruptionen, welche sich durch die ganze tertiäre Periode hindurch betätigt haben und wenn auch in stark abgeschwächtem Maße noch heutigen Tages abspielen.

Die petrographischen Verhältnisse dieser jungvulkanischen Gesteine sind in einem früheren Abschnitte, in der petrographischen Geologie, ihre Lagerungsformen in den Kapiteln über tektonische Geologie (S. 336—343), ihre Eruptionserscheinungen in dem Abschnitte über dynamische Geologie (S. 40 und 283), ihre Beeinflussung des benachbarten Nebengesteines in dem Paragraphen über Kontaktmetamorphismus (S. 289) abgehandelt worden, es bleibt somit nur übrig, die Verbreitung dieser vulkanischen Gebilde in ganz kurzen Umrissen anzudeuten.

Als uns zunächst liegend zieht die zentraleuropäische Vulkanzone unser Hauptinteresse auf sich, welche folgende sich von West nach Ost aneinander reihende vulkanische Einzelgebiete begreift, deren Entstehung zwar wesentlich in das Tertiär fällt, aber sich z. T. bis in die Diluvialzeit fortsetzt:

1. Die vulkanische Eifel mit ihren Basalt-, Trachyt-, Andesit- und Phonolithkuppen, sowie mit Tuff- und Schlackenanhäufungen und ringförmigen oder seitlich geöffneten Stratovulkanen, diese z. T. mit Lavaströmen (Mosenberg, Gerolstein, Bertrich), deren gesamtes Material die Schichten des Devons und des stellenweise horizontal darüber gelagerten Buntsandsteines durchbrochen hat, endlich mit einer Anzahl z. T. noch ringsgeschlossener, mit Wasser erfüllter Maare (so dem Pulvermaar, dem Gemünder und Weinfelder Maar; s. S. 23).

2. Das Vulkangebiet des Laacher Sees besitzt einen ungefähren Durchmesser von $2^1/_2$ Meilen und wird durch die große Zahl wohlerhaltener Stratovulkane und Schlackenberge charakterisiert. Diese umgeben den Laacher See von allen Seiten und sind auf die bereits lange Zeit vor ihrer Eruption steil aufgerichteten Schichten des Devons aufgesetzt. Sie bestehen, wie dies z. B. der Bausenberg, Hochsimmer und die Kunksköpfe in höchst instruktiver Weise erkennen lassen, aus abwechselnden rohen Lagen von gröberen oder feineren Auswürflingen, von der gewaltigsten Bombe herab bis zum feinsten Schutt, sowie aus vulkanischen Schlacken und Laven, besitzen zum Teil scharfrandige, seitlich geöffnete, steile Kraterkessel, aus deren manchen Lavamassen geflossen sind und sich entweder stromartig bewegt oder deckenartig ausgebreitet haben (siehe Fig. 604). Andere der

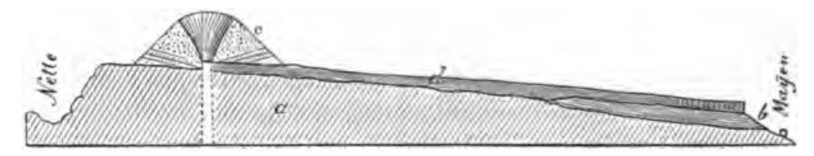


Fig. 604. Profil des Hochsimmer-Vulkanes und seines Lavastromes. Nach *v. Oeynhausen*.
a devonische Tonschiefer, *b* Braunkohle, *c* Hochsimmer-Vulkan, *d* Lavastrom.

dortigen Vulkane sind kraterlose kegel- oder rückenförmige Schlackenberge (so der Herchenberg und Langenberg), welche jedoch ebenfalls (wie der Kamillenberg) mit Lavaströmen in Verbindung stehen können, und endlich noch andere sind homogene Kuppen von Leucitphonolith (Olbrück, Schilkopf). Als Maare betrachtet man den Laacher See und das Kesseltal von Wehr, deren ersteres geschlossen und daher mit Wasser gefüllt ist, während letzteres einen natürlichen Abfluß und deshalb nur einen sumpfigen Boden besitzt. Eine große Ausdehnung und Mächtigkeit erreichen die Tuffbildungen in der Laacher Gegend. Es sind dies Schlacken-, Trachyt-, Bimsstein- und Leucittuffe. Erstere bestehen aus meist losen, basaltischen Lapillen mit zahlreichen Augitkrystallen, Glimmertafeln, seltener mit Olivin oder Hornblende, umschließen verglaste Bruchstücke von devonischen Schiefern und Sandsteinen, sowie Granit und Gneiß und wechseln mit Lagen erdigen, dunklen Tuffes. Späterer Entstehung als diese Basalttuffe sind die helleren

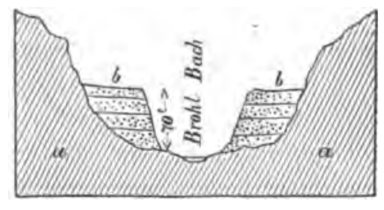


Fig. 605. Profil durch das Brohltal. *(H. Crd.)*
a devonische Tonschiefer, *b* Traß-(Duckstein-) Terrassen.

Trachyttuffe mit Sanidinbomben, sowie die Leucittuffe und die Bimssteintuffe. Letztere (Traß genannt) bilden vorzüglich innerhalb des Nettetales, des Brohltales und seiner Nebentäler Ablagerungen von bedeutender

Mächtigkeit. Da jedoch das Bachbett in sie eingeschnitten ist, treten sie nur in Form hoher Terrassen an den beiderseitigen Abhängen auf (siehe Fig. 605). Exhalationen von Kohlensäure sind im Laacher Vulkangebiete häufige Erscheinungen (siehe S. 29). An freier Kohlensäure reiche Mineralwasser z. T. Thermen, z. T. mit sprudelartigem Ausbruch sind z. B. bei Burgbrohl, Obermendig und Hönningen a. Rh. erbohrt worden.

Über die Zeiten, in welche die vulkanischen Ereignisse der Laacher Gegend fallen, können keine Zweifel obwalten, da die das dortige Devon lokal überlagernde miocäne Braunkohle von den vulkanischen Produkten durchsetzt und bedeckt wird, da ferner die unteren Schlackentuffe von Löß überlagert werden und endlich die Bimssteintuffe auf Löß aufliegen und mit ihm wechsellagern. Die Laacher Eruptionen fallen demnach in die Diluvialzeit, so daß bereits der Mensch Zeuge der Ausbrüche gewesen sein mag.

3. Das Siebengebirge, eine zusammenhängende Gruppe von Trachyt-, Andesit- und Basaltkuppen miocänen Alters, welche von Trachyttuffen und -konglomeraten begleitet werden, während sich auf der gegenüberliegenden Seite des Rheines, hinter den Basaltfelsen von Rolandseck, ein jüngerer (diluvialer), ausgezeichnet ringförmiger, aber sehr flacher Krater, der Rodderberg, auf dem von devonischen Schichten und Rheingeröllablagerungen gebildeten Untergrunde erhebt.

4. Die zahlreichen Trachyt-, Phonolith- und Andesit-, namentlich aber Basaltberge des Westerwaldes, welche mit Basalt- und Trachytkonglomeraten sowie mit Bimssteinsanden vergesellschaftet sind.

5. Das Vogelsgebirge, ein über 40 Quadratmeilen großes vulkanisches Hochplateau, aus terrassenförmig über einander gelagerten Decken und Strömen von sehr mannigfaltigen Basalten, Anamesiten und Doleriten aufgebaut, welchen Tuffe und lokal auch Tertiärtone zwischengelagert oder vergesellschaftet sind und die zumeist auf der Trias, zum Teil auf der Braunkohle auflagern. Am Westrande des Vogelsgebirges sind in der Nähe von Gießen einige kleine Schichtvulkane erhalten geblieben.

6. Weiter nördlich setzen Hunderte von basaltischen Kuppen über die Werra, den Meißner und den Habichtswald bis zur oberen Weser fort. Besonders instruktiv sind die Verhältnisse am Meißner. Basalte und deren grobkörnige Modifikation, Dolerite, bilden dort eine über 100 m mächtige, einheitliche Decke über einem bis 33 m mächtigen Braunkohlenflötze. Dieselbe hat im Kontakte mit dem basaltischen Gesteine eine stengelige Absonderung und eine Umwandlung in Anthracit erlitten. Ganz ähnliches gilt von dem benachbarten Hirschberge. Als die nördlichsten Vorposten des Basaltes in Deutschland sind die Kuppen zu erwähnen, welche derselbe am Söllinger Walde, nordwestlich von Göttingen bildet.

7. Die Rhön. Östlich vom Vogelsberge bilden auf triadischem Untergrunde isolierte Kuppen und Decken von Nephelinbasalt, Dolerit, Tephrit und Limburgit nebst Trachyt und Phonolith (Milseburg), ferner Trachyt- und Basalttuffe sowie einige kleine Stratovulkane (Dachberg) die von Süden gegen Norden gerichtete Kette der Rhön, deren geologische Fortsetzung sich in Gestalt einzelner Basaltkuppen und -gänge bis in die Nähe von Eisenach (Stoffelskuppe, Pflasterkaute) erstreckt und somit an den südlichen Fuß des Thüringer Waldes anschließt. Diesen entlang ziehen sich isolierte Basaltkegel (Dolmar, Gleichberge) und Phonolithkuppen (Heldburg) hin, setzen über das Fichtelgebirge und Erzgebirge (Oberwiesenthaler Eruptivstock) und durch die sächsisch-böhmische Schweiz (Gr. Winterberg, Rosenberg) fort und stellen die Verknüpfung mit dem großen vulkanischen Gebiete des nördlichen Böhmens her.

8. Das nördliche Böhmen. In der Gegend von Eger mit dem stratovulkanischen Schlackenberge des Kammerbühl beginnend, nehmen Ergüsse von Basalten und Phonolithen namentlich in der Gegend östlich von Karlsbad einen ansehnlichen Flächenraum ein. Viel mannigfaltiger noch sind die vulkanischen Erscheinungen, die sich im böhmischen Mittelgebirge und zwar während des Oberoligocäns abgespielt haben. Es sind vor allen Feldspat-, Nephelin- und Leucitbasalte, Tephrite und Basanite, ferner Phonolithe, lokal auch Dolerite und Trachyte, begleitet von mannigfaltigen Tuffen, welche am Aufbau dieses Vulkangebirges teilnehmen, die obere Kreide und untere Braunkohlenformation des böhmischen Beckens durchbrochen, stock- oder gangförmig durchsetzt, dadurch (z. B. am Rongstock, s. S. 296) zu interessanten Kontakterscheinungen Veranlassung gegeben und sich zu imposanten glockenförmigen Domen (Milleschauer, Kletschenberg, Wostroy, Bösige) aufgetürmt oder decken- und stromartig auf Tuffen und den mitteloligocänen Schichten ausgebreitet haben. Die letzten Äußerungen vulkanischer Tätigkeit machen sich als Thermen (Teplitz, Karlsbad), Mineralquellen und Säuerlinge (Bilin, Krondorf, Gieshübel, Franzensbad) geltend.

9. Durch die Lausitz (Lausche, Hochwald, Kottmar, Löbauer Berg) und die Gegend von Görlitz (Landeskrone) setzen tertiäre Basalte über das Riesengebirge (Basaltgänge in den Schneegruben) bis nach Schlesien hinein, wo sie die ziemlich zahlreichen Kuppen von Liegnitz, Friedland, Goldberg, Nimptsch und Oppeln bilden. Eine Verbindung zwischen der mitteldeutschen Vulkanzone und den vulkanischen Gebieten südlich von den Karpathen wird durch zahllose, das Neocom und Eocän der Nordkarpathen durchsetzende Teschenitdurchbrüche vermittelt.

Außerhalb der mitteldeutschen Vulkanzone liegen im südlichen Deutschland zerstreut: die Nephelindolerite und -basalte des Katzenbuckels im Odenwald, zahlreiche Basalte zwischen diesem und dem Vogelsberg (im

Süden Nephelin-, nördlich Feldspatbasalte), die Sanidin-Oligoklas-Trachyte, Basalte und Phonolithe des Breisgaues, welche beide letztere verbunden mit Tuffen und Bombenagglomeraten im Kaiserstuhl als isoliertes Vulkangebirge mitten aus der Niederung zwischen Schwarzwald und Vogesen hervortreten, die Melilithbasalte und Phonolithe (Hohentwiel, Staufen und Hohenkrähen) im Tertiär des Hegaus, begleitet von Konglomeraten und Tuffen, letztere mit miocänen Pflanzenresten.

Der schwäbischen Alb gehört das Ries bei Nördlingen an, eine kesselförmige Einsenkung im Tafeljura von höchst komplizierter Tektonik, an vielen Stellen mit liparitischen Schlacken und Aschen (vgl. Branco und Fraas, Das vulkanische Ries. Berlin 1901), — ferner das vulkanische Gebiet von Urach (s. S. 24), in dem sich mehr als 120 Maare oder deren vorwiegend von Tuffbreccien ausgefüllte Explosionskanäle konzentrieren, welche letztere am Rande und im Vorlande der Alb bis zu 800 m Tiefe durch Denudation bloßgelegt sind. Der größte der einigermaßen erhaltenen Maarkessel, derjenige von Randeck, besitzt gegen 1000 m Durchmesser.

10. Als vulkanische Gebiete Ungarns und Siebenbürgens sind namentlich die Gebirgsstöcke und -züge von Schemnitz-Kremnitz, von Eperies-Tokay, der Matra und des siebenbürgischen Erzgebirges zu nennen. Sie zeichnen sich durch die große Mannigfaltigkeit ihrer trachytischen und andesitischen Gesteine aus, von denen Propylite, Trachyte, Andesite und Quarztrachyte auftreten. An die Abfälle und Flanken der von denselben gebildeten Berge lehnen sich Hügel von Lipariten an, welche wiederum von Perlit- und Obsidianströmen und -decken begleitet werden. Trachyt- und Bimssteintuffe und -konglomerate umlagern dieselben und breiten sich in der Ebene aus, wo sie Abdrücke von oligocänen Pflanzen, ferner Holzopal, sowie Braunkohlenflötze umschließen. In den Trachyten Siebenbürgens setzen gold- und tellurführende Gänge auf, so bei Nagyag und Offenbanya. Die Angehörigen dieser trachytischen Gesteinsgruppe haben in Ungarn und Siebenbürgen die horizontal liegenden Schichten des Oligocäns durchbrochen und werden selbst wieder von Basalten durchsetzt, welche zwar sehr zahlreiche, aber räumlich beschränkte Durchbrüche bilden.

An dieser Stelle kann nur angedeutet werden, daß die vulkanischen Gebiete von Zentralfrankreich (Auvergne, Velay, Vivarais), die erloschenen Vulkane Cataloniens ebenfalls jungtertiären Alters sind und daß der Beginn der vulkanischen Erscheinungen der apenninischen Halbinsel, Siciliens und Griechenlands in die tertiäre Zeit fällt. Derselben Periode gehören die Eruptionen an, aus welchen die nordische Vulkanzone hervorging, die sich von Grönland aus über Island, die Faer-Öer und Shetlands-Inseln bis nach Schottland, den Hebriden und Irland erstreckt. Körnige Basalte, also Anamesite und Dolerite, walten hier vor, sind von Andesiten und Lipariten, von Tuffen und Konglomeraten begleitet, bilden gewaltige, jetzt freilich

bereits wieder stark denudierte und zerschnittene Vulkane, sowie mächtige Systeme von übereinander liegenden Decken, zeichnen sich fast überall durch ihre prachtvolle säulenförmige Absonderung aus und überlagern an vielen Stellen horizontal gelagerte, miocäne Braunkohlen und überhaupt Neogenschichten.

Die in ihrer Ausdehnung ohne ihres Gleichen dastehende Zone von zum großen Teile jetzt noch tätigen Vulkanen, welche sich gürtelförmig rings um den Stillen Ozean zieht, besteht neben den neuesten Produkten vulkanischer Tätigkeit aus den mannigfaltigsten trachytischen, andesitischen und basaltischen Gebilden, deren Eruption in die Tertiärzeit hineinreicht.

Das Quartär.

a. Diluvium (Pleistocän oder Postpliocän); b. Alluvium.

Das Diluvium.

Während der älteren Zeitabschnitte der Diluvialperiode war der größte Teil Europas und Nordamerikas von Inlandeis und Gletschern bedeckt*). Auf dem erstgenannten Kontinente lassen sich vier größere Vergletscherungszentren feststellen, von denen gewaltige Eisdecken und Gletscherströme allseitig ausgingen und große Ländergebiete überzogen, und zwar (vgl. das Kärtchen Fig. 606 S. 720):

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glacialgebiete;
2. die Hochlande und Gebirge Britanniens mit dem westeuropäischen oder britischen Glacialgebiet;
3. die Alpen mit dem südeuropäischen oder alpinen Glacialgebiete;
4. der nördliche Ural und das Timangebirge mit dem uralo-timanischen Glacialgebiete.

Um diese Hauptglacialgebiete scharen sich zahlreiche kleinere Gletscherherde.

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glacialgebiete**).

In der Periode intensivster Vergletscherung breitete sich von den zentralen Partien Schwedens und Norwegens aus eine zusammenhängende, in

---

*) Jam. Geikie, The great Ice-Age. 2. ed. London 1894. — Ders., Glacial Succession in Europe. Transact. R. Soc. Edinburgh. XXXVII. Nr. 9. 1892. S. 127. — Ders., Classification of European Glacial-deposits. Journ. of Geol. III. S. 241. Chicago 1895.

**) O. Torell, Undersökningar öfver Istiden. Öfversigt af K. Vetensk. Akad. Förhandl. Stockholm 1872. Nr. 10; 1873. Nr. 1. Außerdem zahlreiche Abhandlungen von Blytt, A. und E. Erdmann, de Geer, Gumälius, Helland, Holmström, Hög-

allseitig radiärer Bewegung befindliche Decke von Inlandeis über fast die ganze nördliche Hälfte von Europa aus und nahm während dieser ihrer

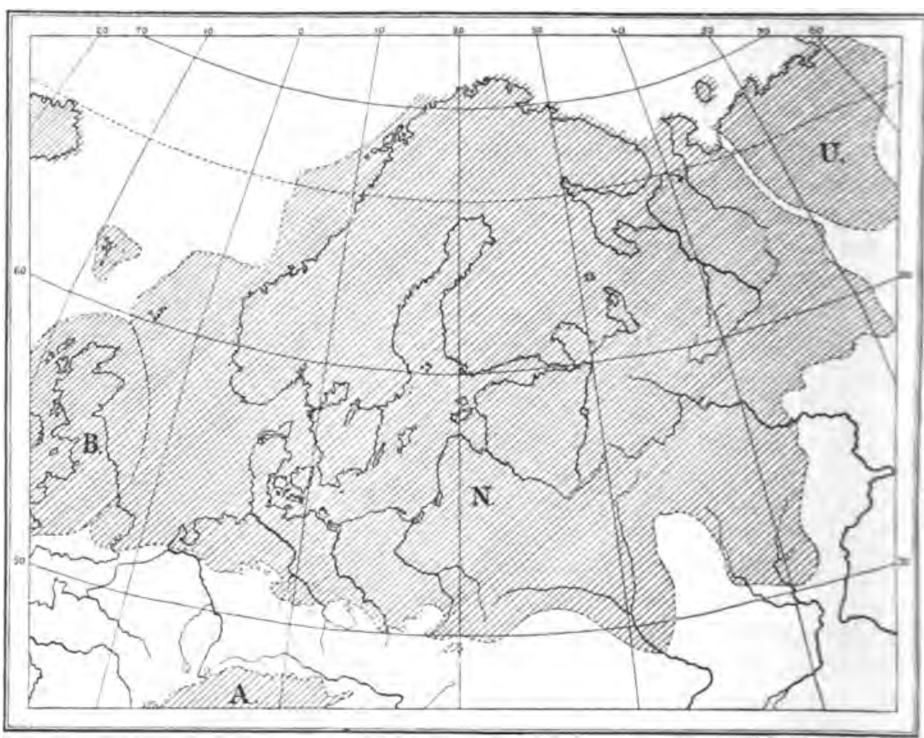


Fig. 606. Europa während der Haupteiszeit.
N nordeuropäisches, *B* britisches, *A* alpines, *U* uralo-timanisches Glacialgebiet.

größten Ausdehnung einen Flächenraum von mehr als 6 Millionen qkm ein. Über Finnmarken und die Halbinsel Kola floß das Eis nach N und NO in

---

bom, Holst, Lindström, Munthe, Nathorst, Stolpe, Törnebohm u. A. sowie die Publikationen der Geologischen Landesuntersuchung von Schweden.

W. Dames, Die Glacialbildungen der norddeutschen Tiefebene. Samml. gemeinverst. wiss. Vortr. Berlin 1886. — F. Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 2. Aufl. Stuttgart 1901. — K. Keilhack, Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1898. S. 90. Nebst Übersichtskarte. — F. Roemer, Lethaea erratica. Pal. Abh. II. Heft 5. Berlin 1885. Außerdem zahlreiche Publikationen von Berendt, Calker, Credner, Dalmer, Dames, Dathe, Deecke, Eck, v. Fritsch, E. Geinitz, Gottsche, Helland, Herrmann, Jaekel, Jentzsch, Keilhack, Klockmann, Koert, Martin, Maas, Müller, Nehring, Orth, Penck, Petersen, Remelé, F. Roemer, Sauer, Schröder, Stolley, Wahnschaffe, Weber, Werth, Zeise, — namentlich in der Z. d. D. geol. Ges. und dem Jahrb. d. k. pr. geol. La., ferner in den Erläuterungen zu den Flach- und Hügellandsektionen der k. preuß. und k. sächs. geol. Spezialkarten.

die arktische See, vom westlichen Norwegen aus in westlicher und nordwestlicher Richtung in den atlantischen Ozean, weiter im SW über die Orkneys und Shetlands hinaus; die vom südöstlichen Norwegen nach SW strömenden Eismassen füllten die Nordsee aus, bedeckten die Ostküste Englands und erreichten die heutige Mündung der Themse; vom mittleren und östlichen Schweden drang das Eis fächerförmig nach Südwesten und Süden zu über Schonen, die Ostsee und das gesamte Norddeutschland bis an die Mündung des Rheines, den Harz, das Erzgebirge, die Sudeten und über Polen und Galizien bis an die Karpathen vor; von den nordöstlichen Strichen Schwedens breitete sich die Eisdecke nach SO und O über den Bottnischen Meerbusen, Finnland, über den größten Teil des europäischen Rußlands aus. Der **südliche Rand** dieser gewaltigen Fläche von Inlandeis (vergl. Fig. 606) verlief zu dieser Zeit etwa von der Mündung der Themse über diejenige des Rheines durch Westfalen und das südliche Hannover bis zum Nordabhange des Harzes, schlang sich um letzteren in südwestlicher Richtung nach Thüringen hinein und bildete hier eine tiefe bis Saalfeld reichende Ausbuchtung. Von dort aus wendete er sich quer durch Sachsen, südlich von Zwickau, Chemnitz, Dresden und Zittau vorbei, die nordöstliche Flanke der Sudeten entlang über Landeshut und Glatz, durch Polen und Galizien über Lemberg südlich von Kiew vorbei über Poltawa bis fast an die Wolga. Dann zog er sich nach N zwischen Kasan und Nischny-Nowgorod hindurch, bis er das Eismeer ungefähr an der Tschesskaja-Bai erreichte. Am Harz, in Sachsen und in Schlesien erreicht diese Schmelzlinie des einstigen Inlandeises Meereshöhen von 400—500 m. Alle diejenigen Teile Europas, welche nördlich dieses Bogens liegen, waren während der Haupteiszeit von Inlandeis bedeckt, das seinen Ausgangspunkt in Skandinavien hatte, und tragen noch heute die Hinterlassenschaften dieser Eisbedeckung. Die **Mächtigkeit** dieser letzteren muß eine sehr beträchtliche gewesen sein und in den zentralen Partien Norwegens und Schwedens, sowie in dem vom Eis eingeebneten Ostseebecken mehrere tausend Meter betragen, nach der oben verfolgten Schmelzlinie zu aber ganz allmählich abgenommen haben.

Im Gegensatze zu der oben skizzierten fächerförmig nach SW und SO divergierenden Strömung des Inlandeises während der Zeit seiner größten Mächtigkeit und bedeutendsten südlichen Ausdehnung machte sich beim anfänglichen Vorschreiten des Eises, so lange es die sich ihm entgegenstellenden westlichen und nördlichen Böschungen der bottnisch-baltischen Senke noch nicht zu überwinden vermochte, eine dieser letzteren folgende baltische Strömung geltend. Das Nämliche wiederholte sich, sobald sich die Eismassen während der Abschmelzperiode bis in das unterdessen durch Abtragung vertiefte baltische Becken zurückgezogen hatten.

Aus der an verschiedenen Punkten des nordeuropäischen Glacialgebietes beobachteten Wechsellagerung mehrerer nordischer Grundmoränen mit Kiesen

und Sanden, diese mit Skeletteilen von Säugetieren, Meeres- und Süßwasserconchylien, sowie mit Pflanzenresten, läßt sich auf sehr beträchtliche Oszillationen des Inlandeises, und zwar auf eine dreimalige Vereisung des nördlichen Europas und auf zwei sie trennende Interglacialperioden schließen. Von diesen drei Vereisungen haben sich jedoch wesentlich nur die zweite und dritte bis auf norddeutschen Boden erstreckt und auch von diesen erreicht die letzte bei weitem nicht die Ausdehnung der zweiten (für Norddeutschland ersten), auf dem Kärtchen Fig. 606 zur Darstellung gebrachten Eisüberflutung. Die südliche Randzone des norddeutschen Diluviums besteht deshalb ausschließlich aus den Produkten der zweiten oder Haupteiszeit.

Die Spuren und Ablagerungen, welche das skandinavische Inlandeis auf dem zur Glacialzeit von ihm bedeckten Areale, also auf dem alten Gletscherboden zurückgelassen hat (vergl. S. 148 u. f.), sind die folgenden:

Friktionserscheinungen. In Skandinavien hält es schwer, Stellen nachzuweisen, welche von der scheuernden und glättenden Wirkung des Eises unberührt geblieben wären, vielmehr ist die Oberfläche von Norwegen und Schweden, dort wo sie aus festem Fels besteht, an unzähligen Punkten z. T. spiegelglatt geschliffen, rundhöckerig umgestaltet und von Schrammen und Furchen, sowie von feinen Ritzlinien bedeckt, wie sie nur durch die Bewegung von Gletschermassen und mit diesen der Grundmoräne hervorgebracht werden können (s. Fig. 69 u. 70, S. 152). Da diese ganz allgemein über Skandinavien verbreiteten Gletscherschrammen und -ritzen nicht nur gesetzmäßige Richtungen innehalten, sondern sich auch nur über die eine (Stoß-)Seite der Hügel und Felskuppen hinwegziehen, während sie auf dem entgegengesetzten, rauh gebliebenen Abhange (Leeseite) fehlen, so ließ sich hier mit Sicherheit konstatieren, daß die sie verursachenden Eisströme von mehreren, im Inneren Skandinaviens gelegenen Hauptzentren radial ausgingen und in ihrer Gesamtheit eine allgemeine Eisdecke bildeten, welche sich, wenn auch lokal in ihrer Richtung beeinflußt durch tiefe Taleinsenkungen oder beträchtliche Bodenerhebungen, doch im allgemeinen allseitig nach außen bewegte. Im südlichen Schonen, auf Bornholm und Seeland wurden jedoch auch Systeme von Schrammen beobachtet, welche eine nordwestliche Richtung innehalten und von den baltischen Strömungen herrühren dürften, die, wie oben angenommen, am Beginne und am Ende jeder Eisinvasion von der baltischen Senke abgelenkt wurden.

In den zwischen dem bottnischen und finnischen Meerbusen gelegenen Teilen Finnlands sowie auf den Alandsinseln, ebenso in Esthland, Livland und Kurland nebst Dagö und Ösel besitzen die vielerorts die Felsoberfläche überziehenden Schrammen gleichbleibend einen südsüdöstlichen bis südlichen Verlauf, zeigen also auf das nördliche Schweden als Ausgangspunkt der dortigen Vergletscherung zurück. Außerdem aber machen sich auch

schon hier jene oben erwähnten, nach SSW verlaufenden Schrammen bemerklich, welche auf Gotland zu noch viel deutlicherem Ausdruck gelangen, so daß sich hier allgemein 2 Schrammungsrichtungen beobachten lassen, eine südöstliche, dem Radialsysteme der Hauptvereisungen, und eine südwestliche, den baltischen Strömungen angehörige. Letztere biegen sich dann um das Südende Schwedens und nehmen hier, wie erwähnt, schließlich eine westliche bis nordwestliche Richtung an.

In dem norddeutschen Glacialgebiete treten Felsgesteine, auf welchen sich derartige Friktionserscheinungen betätigt haben und von der Verwitterung verschont geblieben sind, nur sporadisch, als isolierte Durchragungen des Schwemmlandes auf. Rundhöcker, Schliffflächen, Schrammen und Ritzlinien, die von dem nordischen Inlandeis herrühren, sind bisher beobachtet worden: auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf (Richtung nach SSO, gekreuzt von jüngeren nach W verlaufenden Ritzen); auf dem carbonischen Sandstein des Piesberges bei Osnabrück (NNO—SSW); auf dem Bonebedsandstein von Velpke und Danndorf zwischen Magdeburg und Braunschweig (NNO—SSW; jüngeres System W—O); bei Gommern südöstlich von Magdeburg (N—S); auf der Grauwacke von Magdeburg und von Hundisburg unweit Magdeburg; auf den Porphyren des Galgenberges bei Halle und bei Landsberg (N—S), sowie des nördlichen Sachsen, so bei Taucha, bei Brandis (NNW—SSO), bei Collmen (WNW—OSO), bei Wildschütz (WNW—OSO, gekreuzt von ONO—WSW) und bei Oschatz (NNO—SSW), ferner auf dem Granit von Lommatzsch (N—S), auf der Grauwacke von Ponikau und dem Granit von Bischofswerda und Löbau (NNO—SSW), auf dem Basalt von Jauer (NW—SO), auf dem Granit von Strehlen in Schlesien (N—S), auf dem Jurakalk von Bartschin westlich von Inowrazlaw (NW—SO).

Der vielfache regellose Wechsel in der Richtung dieser Schrammen und Ritzlinien beruht auf dem lokalen, ablenkenden Einflusse, den die Unebenheiten des Untergrundes des Eises auf dessen Strömungen ausgeübt haben.

Die Grundmoräne. Da das Inlandeis die skandinavisch-nordeuropäischen Landstriche zur Zeit seiner größten Ausdehnung in Gestalt einer zusammenhängenden Decke überzog, war damals keine Gelegenheit zur Bildung von Oberflächenmoränen geboten. Dahingegen hat die unter dem Eise, zwischen diesem und dem Gletscherboden, durch Zerstückelung, Zermalmung und Zerreibung losgetrennter Teile dieses letzteren gebildete Grundmoräne (siehe S. 150, 154 und 155) eine allgemeine Verbreitung über das ganze Glacialareal erhalten. Diese Grundmoräne des nordischen Inlandeises der Diluvialzeit wird in Schweden als Botten- oder Krosstensgrus und Krosstens- oder Jökellera, in Dänemark als Rollstenslera, in Deutschland als Blocklehm, Geschiebelehm oder Ge-

schiebemergel bezeichnet. Die allgemeine petrographische, namentlich die strukturelle Beschaffenheit dieses Geschiebelehmes ist in seinem ganzen Verbreitungsgebiete von Esthland und Galizien bis Holland und Dänemark, von Schonen bis an den Fuß des Erzgebirges durchweg die nämliche. Überall ist er ein sich rauh und kratzig anfühlender Lehm, an der Oberfläche gelbbraun und sandig, in der Tiefe grau bis schwärzlich, tonig und kalkhaltig (bis über 12 Prozent), angefüllt von Mineralkörnern und -splittern, sowie von ordnungslos und wirr verteilten nordischen Geschieben. Er ist das Zermalmungsprodukt der verschiedenartigsten Gesteine von ausnahmslos nordischer oder nördlicher Herkunft. Die charakteristischsten und verbreitetsten dieser Geschiebe sind in Deutschland: Feuersteine, Schreibkreide, Dogger, versteinerungsreiche silurische und cambrische Gesteine, Dalaquarzite, zahlreiche Varietäten von Gneißen, Hälleflinta, Amphibolite, buntfarbige Granite, Syenite, Rappakiwi, rote Porphyre, Diabase, Diorite, schonische Basalte u. a. Sie haben ihre Heimat sämtlich in Schweden, den baltischen Provinzen und dem Gebiete der Ostsee. Zu ihnen gesellen sich nach Süden zu Geschiebe, welche deutschem Boden entstammen, in die nordische Grundmoräne des sich über letzteren ziehenden Eises aufgenommen und mit ihr in ungefähr südlicher Richtung weiter transportiert worden sind.

Die Geschiebe dieser Grundmoräne werden, sobald sie beträchtlichere Dimensionen erreichen, erratische Blöcke, nordische Geschiebe oder Findlinge genannt. Dieselben sind teils im Geschiebelehm eingeschlossen, teils liegen sie auf seiner Oberfläche zerstreut, zuweilen dicht angehäuft. Sie besitzen sehr gewöhnlich 1—2 m, nicht selten bis 3 m Durchmesser, doch sind auch Blöcke von 5—10, noch vereinzelter solche von 12—15 m Länge bekannt.

Sehr gewöhnliche und charakteristische Erscheinungen sind Schliffflächen, Schrammen- und Ritzensysteme auf den Geschieben (vergl. S. 150, Fig. 67), wodurch sich diese als Scheuersteine kundgeben und den Geschiebelehm, der sie birgt, als Grundmoräne kennzeichnen.

Während sich, wie gesagt, die Struktur und der allgemeine petrographische Habitus der letzteren überall ziemlich gleich bleibt, ist die Beschaffenheit der in ihr enthaltenen Geschiebe eine verschiedene je nach der geologischen Zusammensetzung derjenigen Gebiete, in welchen die einzelnen von Skandinavien ausstrahlenden Gletscherströmungen ihre Heimat hatten, oder welche sie auf ihrem Wege überschritten haben. So bestehen die nordischen Geschiebe der Hauptvergletscherung an der südöstlichen Küste Englands z. T. aus Zirkonsyenit und Rhombenporphyr der Gegend von Kristiania, — im Königreich Sachsen ausschließlich aus Gesteinen aus dem mittleren Schweden, aus der Nachbarschaft von Schonen, Bornholm und Gotland und aus dem baltischen Kreidegebiet, — im südlichen Rußland

bei Kiew aus Rappakiwis und Silurkalken von Finnland und Esthland, haben also nach England einen südwestlichen, nach Sachsen einen südsüdwestlichen, nach Kiew einen südöstlichen Transport erlitten, so daß sich an ihnen ihre fächerförmige Transportrichtung rein und klar zu erkennen gibt.

Als Drumlins bezeichnet man elliptische, schildförmig gewölbte, mehr oder weniger lang gezogene Rücken im Gebiete der Grundmoränen, welche entweder aus einer Anhäufung von Geschiebemergel oder aus einem Kerne von Diluvialkiesen und Sanden mit einem Überzuge von Geschiebemergel bestehen. Sie sind im norddeutschen Glacialgebiete namentlich in der Provinz Posen und in Hinterpommern in großer Zahl vergesellschaftet, wo ihre Längsachsen den Bewegungsrichtungen des Inlandeises folgen.

Die Mächtigkeit des gesamten Diluviums erreicht in Schonen und Norddeutschland lokal 150, ja über 200 m.

Lokalfazies des Geschiebelehmes; Stauchung des Untergrundes des letzteren. Auf ihrem Wege ergänzt sich die Grundmoräne stetig durch Aufnahme neuen Gesteinsmateriales aus dem Gletscherboden. Am auffälligsten ist dies z. B. dort, wo das Inlandeis und mit ihm die Grundmoräne das baltische Kreideareal erreichte und überschritt. Von hier aus erscheint der Geschiebelehm gespickt mit bis dahin fehlenden Feuersteinen und Kreidebrocken, beim Überschreiten des Rotliegenden färbt er sich rot, auf dem Porphyrterrain Sachsens füllt er sich mit Porphyrfragmenten, auf dem Muschelkalk und Jura mit versteinerungsführendem triadischen und jurassischen Materiale, ebenso wie er sich Süßwasser- und marine Conchylien dort einverleibt, wo er Wasserbecken oder jüngere lockere Schlamm- und Sandablagerungen überschreitet. Der Geschiebelehm erhält dadurch an solchen Stellen eine von der Zusammensetzung des Untergrundes bedingte Lokalfazies.

Die Aufnahme neuer Gesteinsfragmente in die Grundmoräne ist besonders auffällig dort, wo das Ausgehende spröder Schichten oder massiger Gesteine durch das darüber ziehende Eis und dessen Grundmoräne zertrümmert, zu einem chaotischen Haufwerke von eckigen Bruchstücken umgewandelt und mit mehr oder weniger reichlichem Geschiebelehm verknetet ist (Krosstensgrus). Von solchen Punkten aus verbreiten sich dann die frisch aufgenommenen Gesteinsfragmente schweifartig in der Richtung der Eisbewegung, nehmen durch gegenseitige Reibung abgerundete oder kantenbestoßene Gestalt an und werden z. T. nebst ihren organischen Einschlüssen angeschliffen und geschrammt.

Auf einem Untergrunde von lockerem, klastischem oder nachgiebigem Materiale (z. B. Kreide, Braunkohle; Ton, Sand, Kies des Oligocäns und Diluviums) äußerte sich der Eisschub in der Form von Stauchungen, Zusammenschiebungen, Überkippungen und Zerreißungen der oberflächlichen Schichten (s. S. 153), die dann oft schweifartig in den Geschiebe-

lehm hineingezogen werden. Derartige Druckerscheinungen sind überall in der norddeutschen Ebene, ebenso wie in Schonen und Finnland, allgemein verbreitet. An anderen Stellen, wo das Material weniger biegsam ist, können dessen Bänke in große Stücke gebrochen und verschoben und zwischen diese gangförmige Massen des Geschiebelehms eingepreßt werden. So sind z. B. die Kreidefelsen von Möen zusammengeschobene Riesenschollen, die von bis zu 100 m langen Injektionen des Geschiebelehms durchsetzt werden.

Riesentöpfe und Sölle. Nicht selten sind auf alten Gletscherböden, z. B. der Alpen, Riesentöpfe anzutreffen, wo sie durch rasch dahin schießende, strudelnde Schmelzwasser mit Hilfe härterer Gerölle eingebohrt wurden. Gleiches wiederholt sich auf dem nordeuropäischen Glacialgebiete in Schweden, in Norwegen (vergl. S. 129, Fig. 54), ferner auf dem Muschelkalke von Rüdersdorf und Oberschlesien, auf dem Gypse von Wapno, auf der Kreide von Lägerdorf i. Holst., im diluvialen Süßwasserkalk von Ülzen u. a. O. Eine verwandte Erscheinung sind die auf Rügen und im Gebiete des baltischen Höhenrückens allgemein verbreiteten Sölle. Es sind dies kreisrunde, trichter-, kessel- oder schüsselförmige, oft mit Wasser oder Torf ausgefüllte Strudellöcher im Geschiebelehm. Auf ähnliche Vorgänge (Ausstrudelung durch Schmelzwässer) wird von E. Geinitz die Entstehung vieler Seebecken im Gebiete des norddeutschen Diluviums zurückgeführt (Evorsionsseen).

Geschichtetes Glacial- und Interglacialdiluvium. Dessen organische Reste. Neben dem Geschiebelehm oder Geschiebemergel als der eigentlichen Grundmoräne besteht das nordeuropäische Diluvium auch noch aus geschichteten, mit Hilfe des Wassers und zwar namentlich der Schmelzwasser zustandegekommenen, also dann fluvio-glacialen Ablagerungen, den Diluvialkiesen, -sanden und -tonen, in welchen man als den Auswaschungs- und Schlämmprodukten des Geschiebelehms die nach ihrer Schwere und Korngröße separierten und getrennt abgelagerten Bestandteile der Grundmoräne wieder erkennt. Die Diluvialsande bestehen demnach vorzugsweise aus Körnchen von Quarz, Feldspat und Amphibol, nebst Blättchen von Glimmer und Partikeln von Eisenerzen und werden, wenn sie besonders glimmer- oder feldspatreich sind, als Glimmer- oder als Spatsande, bei größter Feinheit des Kornes als Schlepp, bei reichlicher Führung von cretaceïschen Bryozoen als »Korallensande« bezeichnet. Diluvialgrand nennt man ein Gemisch von sandigem und grobkiesigem nordischem Materiale. Der meist außerordentlich regelmäßig und zart geschichtete und dann lagenweise verschieden gefärbte Diluvialton, Glindower Ton oder Bänderton, ist aus dem Absatze der allerfeinsten Ausschlämmungsprodukte, also der tonigen, kalkigen und mehligen Teilchen des Geschiebemergels hervorgegangen.

Diese geschichteten Ablagerungen, die sich gegenseitig, sowie als fluvioglaciale Gebilde auch die Geschiebelehme stellvertreten und sich außerdem als interglaciales Diluvium zwischen den oberen und unteren Geschiebelehm einschalten können, nehmen an der Zusammensetzung des nordischen Diluviums von Schonen bis nach der südlichen Randzone des letzteren einen wesentlichen, sogar meist vorwiegenden Anteil; namentlich pflegen sie die unterste Stufe der Glacialformation in z. T. außerordentlicher Mächtigkeit aufzubauen. Charakteristisch ist für viele hierher gehörige Sande und Kiese ihre Linsen- und diskordante Parallelstruktur (S. 316, Fig. 103).

Lokal führen die Kiese, Sande und Tone des Interglacialdiluviums **organische Reste**, und zwar:

1. Marine Mollusken

a) von arktischem Habitus: Cyprina islandica, Yoldia arctica, Tellina calcarea und Astarte borealis in Westpreußen (Elbinger Yoldien- und Cyprinentone); Cyprina islandica, Yoldia arctica, Leda pernula, Tellina calcarea, Axinopsis orbiculata, Natica groenlandica in Schleswig-Holstein und Dänemark. Im Diluvialton und -sand der ersten Interglacialzeit.

b) von Nordseehabitus: Ostrea edulis, Tellina solidula, Corbula gibba, Mactra subtruncata, Cardium edule, C. echinatum, Mytilus edulis, Nassa reticulata, Cerithium lima, Scalaria communis. Hierher gehören die Vorkommnisse in Ost- und Westpreußen, bei Schwaan in Mecklenburg, ferner in Holstein und an der Unterelbe, so die Mytilus-Bänke von Tarbeck, die Ostrea-Bänke von Blankenese, Tarbeck und Stade, die Cyprinentone von Sonderburg auf Alsen, von Hostrupholz, Fahrenkrug und auf Hiddensö. Sie alle gehören der zweiten Interglacialzeit an.

2. Süßwassermollusken besitzen eine weit ausgedehntere Verbreitung im geschichteten nordischen Diluvium, wo sie von Schonen, Rügen, von der Unterelbe, der Umgegend von Berlin, Potsdam, Rathenow, Sperenberg, Rüdersdorf, Fürstenwalde, Magdeburg, Westeregeln, Latdorf, Halle, vom Fläming, von Hamburg, aus Hinterpommern, Westpreußen u. a. O. bekannt geworden und zuweilen schichtenweise in ungeheurer Menge angehäuft gefunden worden sind. Dies gilt namentlich von Paludina diluviana und Valvata piscinalis im Liegenden des unteren Geschiebemergels namentlich der Mark. Außer ihnen sind zu erwähnen: Bithynia tentaculata, Limnaeus stagnalis, Planorbis spirorbis, Pisidium amnicum, Cyclas cornea, Dreissensia polymorpha, Anodonta cygnea, Unio u. a. Aus dem Diluvium von Halle und Bromberg ist Cyrena fluminalis bekannt geworden. Die Brackwasserform Dreissensia polymorpha ist in Ost- und Westpreußen häufig.

3. Säugetiere: Elephas antiquus, E. primigenius, E. trogontherii, Rhinoceros Mercki und tichorhinus, Bos primigenius, Ovibos fossilis, Bison priscus, Rangifer groenlandicus, Megaceros euryceros und Ruffii, Cervus dama, Cerv. alces, Cerv. tarandus, Felis spelaea, Ursus, Equus u. a.

4. Pflanzen: In Glacialtonen Schonens, ebenso in Westpreußen, Holstein, Mecklenburg und Sachsen, wies Nathorst Reste einer arktischen Flora, nämlich Dryas octopetala, Betula nana, Salix polaris nach. Diatomeenlager sind z. B. in Ost- und Westpreußen, in der Lüneburger Heide, bei Wend. Wehningen i. Meckl., bei Dessau, Torflager interglacialen Alters mit Fichte, Kiefer, Birke, Erle, Weide, Hainbuche, Hasel, Linde und Stechpalme, ferner mit Samen und Früchten von Brasenia (Cratopleura) und Stratiotes (Folliculites) sind z. B. von Lauenburg a. E. und Klinge bei Kottbus bekannt.

Da die oberen Partien der Sande und Kiese oft von der sich unter großem Drucke über sie hin bewegenden Grundmoräne aufgearbeitet und aufgenommen worden sind, so gelangten häufig auch die organischen Reste der ersteren und zwar namentlich Conchylien (besonders Paludina diluviana) in den Geschiebelehm, in welchem sie demnach die Rolle von Geschieben spielen, oft zerstückelt und zuweilen geschrammt sind.

Glaciale Rückzugsgebilde. Beim Abschmelzen des Inlandeises gelangten auf der Grundmoräne oder an deren Stelle geschiebeführende, nordische Sande und Grande, Gerölle, Blockanhäufungen und Moränenschutt als letzte Gebilde der jedesmaligen Vergletscherung zum Absatze. Von ihnen besitzt die allgemeinste Verbreitung der Geschiebedecksand (Geschiebesand, Decksand, Rullstenssand). Es ist dies ein schüttiger Sand und Grand mit größeren und kleineren Geschieben nordischer Herkunft, z. T. von pyramidaler Gestalt (Kantengeschiebe, Facettengerölle, Dreikanter, siehe S. 161, Fig. 75). Derselbe bildet ausgedehnte Decken auf den Hochflächen von Schonen, Dänemark, Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Pommern und den benachbarten Strichen Norddeutschlands sowie des uralisch-baltischen Höhenzuges. Nicht immer als gleichmäßige Decke entwickelt, formt er oft, in raschem Wechsel mit kurzen Wellen und Kuppen von Geschiebelehm und mit Drumlins, langgestreckte Züge von maulwurfshaufenähnlichen Hügeln, welche mit erratischen Blöcken überstreut und zwischen welchen abflußlose Weiher, Sölle, Tümpel und Moorflächen eingesenkt sind, so daß typische Moränenlandschaften entstehen (Ostpreußen, Pommern, Mecklenburg, Sachsen).

Ein Zug echter, einem längeren Stillstande des sich von Süden her zurückziehenden Eisrandes ihren Ursprung verdankender Endmoränen erstreckt sich entlang dem ganzen mecklenburg-pommerisch-preußischen, an Seen so reichen Höhenzuge in einem gewaltigen 1000 km langen, nach

N offenen Bogen von Schleswig aus durch Holstein, Mecklenburg, die Uckermark, Neumark und Hinterpommern bis jenseits der Weichsel (Fig. 607*M*).

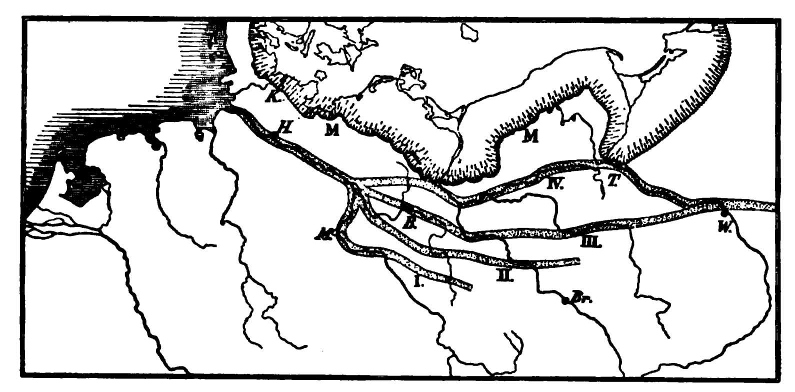


Fig. 607. Der Eisrand des dritten skandinavischen Inlandeises bei einer Unterbrechung seines Rückzuges, — die während dieses Stillstandes abgelagerte baltische Endmoräne und die eiszeitlichen Hauptströme (Urstromtäler) Norddeutschlands. Nach *Berendt, Keilhack* und *Wahnschaffe*.
M baltische Endmoräne, *I—IV* eiszeitliche Hauptströme: *I* von Görlitz-Wittenberg, *II* von Baruth, *III* von Warschau-Berlin, *IV* von Thorn-Eberswalde.

Sie bestehen aus einem vielfach ein- und ausgebuchteten, streckenweise mehrfachen Gürtel von kuppen- oder rückenförmigen Hügeln, die z. T. gänzlich aus Diluvialsand und Geschiebelehm zusammengesetzt sind, z. T. aber einen Kern von älteren (cretaceïschen und tertiären), durch den Eisschub aufgepreßten Ablagerungen enthalten und oft für lange Erstreckung in fortlaufende Geschiebewälle, in Steinpackungen und Blockhügel von 10—12 m Höhe übergehen, oder solche tragen oder aber strichweise mit nordischen Geschieben dicht bestreut sind. Auf der konvexen, inneren Seite des von ihnen umschriebenen Bogens pflegt Geschiebemergel (also Grundmoräne) die Oberfläche zu bilden, während sich nach außen weite Sandflächen (Sandr) anlehnen, welche den Schmelzwassern des Eisrandes ihren Ursprung verdanken (Berendt, Keilhack, Wahnschaffe, E. Geinitz). Andere Endmoränenzüge verteilen sich in weniger geschlossenem Zusammenhange auf die Höhen, welche die weiter südlich folgenden Urstromtäler im N begrenzen, bis hinab zum Fläming, ja bis in die Gegend von Leipzig.

Noch leichter zu überblicken sind die End- und Seitenmoränen im mittleren Schweden und in Norwegen, wo sich das schmelzende Inlandeis bereits in eine Anzahl Einzelgletscher aufgelöst hatte, welche den größeren Taleinsenkungen folgten und bei ihrem schließlichen Rückzuge an deren Abhängen Seitenmoränen, sowie die Täler durchquerende Endmoränen zurückließen. Namentlich in Norwegen (z. B. am Kristiania-Fjord und den zugehörigen Tälern) und zwischen Wener- und Wettern-See finden sich

vollständige Systeme solcher sich mehrfach hintereinander wiederholender Endmoränen, welche nicht selten die Täler absperren und zur Aufstauung von Seen Veranlassung gegeben haben.

Zu der Gruppe der der Grundmoräne aufgelagerten Glacialgebilde gehören auch die schwedischen Åsar. Es sind dies steile, bis zu 50, ja 60 m hohe, wallartige Rücken fluvioglacialen Ursprunges, welche sich quer zum Verlaufe der Endmoränen, also in der Richtung der Eisströmung, meilenweit (das Upsala-Ås in mehr als 27 geogr. Meilen Länge) vom Meeresspiegel oder von der allgemeinen Geschiebesanddecke Nordschonens aus ununterbrochen bis in das mittlere Schweden bis zu 360 m Meereshöhe verfolgen lassen, ziemlich parallel zu einander das Land durchziehen, sich zuweilen gabeln und in ihrem Verlaufe eine gewisse Ähnlichkeit mit Flußsystemen besitzen und in der Tat subglacialen Schmelzwasserläufen ihren Ursprung verdanken. Sie bestehen der Hauptsache nach aus Grand, Sand und wohlgerundeten Geröllen (Rullstensgrus), an welche sich beiderseits marine Schichten anlagern. Analoge Gebilde sind außer in Finnland und den russischen Ostseeprovinzen, sowie in England und Nordamerika auch innerhalb des norddeutschen Glacialgebietes, so in Posen, Pommern und Oldenburg bekannt.

Die Stromsysteme Norddeutschlands während der Glacialzeit. Die Schmelzwasser des sich zurückziehenden Inlandeises flossen teils unter letzterem ab, bei Stillständen desselben aber schnitten sie sich außerhalb und entlang des Eisrandes breite Täler ein, welchen unsere heutigen Hauptströme jetzt nur noch streckenweise folgen. Diese alten Täler (Urstromtäler) hielten eine parallel dem jeweiligen Gletscherrande verlaufende, anfänglich ungefähr ost-westliche Richtung inne und führten die von N zufließenden Schmelzwasser, vermehrt um die von Süden her kommenden Wasser der Weichsel, Oder und Elbe sämtlich der Nordsee zu. Der südlichste dieser Stromläufe (I, Fig. 607) läßt sich von der Oder oberhalb Breslaus aus in westlicher Richtung quer über die Neiße bei Görlitz, über die Spree und dann die Schwarze Elster entlang bis zur jetzigen Elbe oberhalb Magdeburgs verfolgen. Weiter nördlich zieht sich ein solches altes Stromtal, das Glogau-Baruther Tal (II, Fig. 607), von Kalisch aus in westlicher Richtung nach Glogau, nahm hier die Oder auf, und führte durch den Spreewald und das Baruth-Luckenwalder Tal, um sich bei Genthin mit dem Elbtal zu vereinen. Nach einer beträchtlichen Abschmelzung des Inlandeises verlegte sich das Sammeltal weiter nach N und verband nun als Warschau-Berliner Tal (III, Fig. 607) die Weichsel nebst einem von Osten kommenden Schmelzwasserstrom nördlich von Warschau vermittelst der jetzt von dem Ner und von der Warthe durchflossenen und vom Obrabruch eingenommenen Talrinne mit der Oder, um sich von hier über Fürstenwalde, Berlin und Spandau durch das Havelluch zur

unteren Elbe zu wenden. In einer letzten Etappe des Rückzuges des Eises floß die Weichsel von Bromberg aus durch das Tal der Netze und Warthe, nahm zwischen Frankfurt und Oderberg die Oder auf, lenkte dann bei Freienwalde durch die Talniederung des jetzigen Finnow- und Ruppiner Kanales über Eberswalde nach Westen und vereinigte sich gleichfalls in der Gegend von Havelberg mit der Elbe (das Thorn-Eberswalder Tal, Pommersches Urstromtal; IV, Fig. 607). Nach gänzlichem Abschmelzen des norddeutschen Inlandeises bog die Weichsel bei Fordon, die Oder bei Oderberg nach N zu ihrem jetzigen in die Ostsee führenden Unterlaufe ab. Die alten Ost-West-Täler nebst den in sie einmündenden Schmelzwasserrinnen wurden eines nach dem anderen z. T. mit Hilfe von sie hier und da verbindenden Quertälern trocken gelegt, bilden jetzt weite horizontale Talebenen, die wesentlich aus Talsanden und -lehmen bestehen und später streckenweise von den gegen ihre Breite verschwindend kleinen Wasserläufen der Jetztzeit als bequemste Wege benutzt wurden.

In kleinerem Maßstabe machen sich diese Erscheinungen bereits im nördlichen Sachsen geltend, wo die Spree, Elbe, Mulde und Elster anfänglich einem nach Westen gerichteten Lauf folgten, um sich später mehr nach Norden zu wenden.

Jung- und postglaciale marine Ablagerungen. Gegen das Ende der Glacialperiode, als sich das Inlandeis bereits in die zentralen Partien Schwedens und bis in die entsprechenden südlichen Gegenden Norwegens zurückgezogen hatte, fand eine Senkung statt, infolge deren ein großer Teil des südlichen und mittleren Schwedens, sowie die südlichen Küstenstriche Norwegens zeitweilig von einem bis über 240 m tiefen Meere und von dessen Ablagerungen bedeckt wurden, um später wieder bis zu fast 200 m über den jetzigen Meeresspiegel emporgehoben zu werden. Am genauesten bekannt sind die Zeugnisse dieser Oszillationen in der Gegend des Kristiania-Fjordes*). Hier durchqueren 3 Züge von Endmoränen (Ra's) der sich zurückziehenden letzten Eisdecke das Gelände, von denen natürlich der südlichste der älteste ist. Schon zur Zeit der Aufschüttung dieser äußersten der Moränen begann die Senkung des Landes. Im Laufe derselben wurden zuerst seewärts dieses Moränenzuges und zwar direkt auf dem von Glacialschliffen bedeckten Felsboden Yoldiatone (mit Y. hyperborea, Pecten islandicus u. a.) dann die ältesten Arcatone (mit A. glacialis u. a.) abgelagert. Bei der fortgesetzten Senkung des Landes und bei gleichzeitig weiterem Rückzuge des Eises überschritt das vordringende Meer nach und nach jene älteste südliche Endmoräne, dann den mittleren Moränenzug bis zum Fuße der innersten Talmoränen, sowie die

*) W. C. Brögger, Om de senglaciale og postglac. Nivåforandringer i Kristianiafeltet. Kristiania 1900 och 1901.

zwischenliegenden, eisfrei gewordenen Striche und setzte auf ihnen schließlich bis zu einer Höhe von etwa 240 m zunächst ebenfalls noch Arcatone, dann auch Portlandiatone (mit P. lenticula) ab, — eine kontinuierliche Reihe von zuerst hocharktischen, dann infolge der allmählichen Erwärmung des Meeres boreo-arktischen Ablagerungen. Während des höchsten Standes des Meeres bauten sich in ihm (im jetzigen Kristiania-Fjord) und an dessen Felsenküste Riffe von Lophelia prolifera auf. Von nun an begann sich das gesunkene Land wieder zu heben, das Klima sich zu einem gemäßigten zu gestalten und das Eis zu Gebirgsgletschern zu reduzieren. Das emportauchende Land wird in einer Höhe von 130—187 m von Myabänken (mit Mya truncata) und Mytilus-, Cardium- und Cyprinentonen, sämtlich mit noch boreo-arktischer Fauna bedeckt; an sie schließen sich weiter abwärts Austernbänke, Tapes-decussata-Bänke und Isocardia-Tone, deren Fauna ein milderes Klima bekundet, und endlich in nur geringer Höhe über dem jetzigen Meeresspiegel Scrobicula-Tone.

Auch im südlichen Schweden haben arktische Tone mit Yoldia arctica und Phoca groenlandica (= Hvarfviglera) eine weite Verbreitung, werden z. B. bei Uddevalla von Muschelbänken (Saxicava-Bänken) mit boreo-arktischer Fauna überlagert und schmiegen sich an die Flanken der Åsar an. Auf sie folgen im östlichen Schweden sowie in Esthland Süßwasser-Ablagerungen mit Ancylus fluviatilis und Limnaea ovata, welche darauf hinweisen, daß die Ostsee in der ältesten Postglacialzeit ein durch stattgehabte Hebungen rings abgeschlossenes Süßwasserbecken bildete. Diese Ancylus-Schichten werden überlagert von Kiesen, Sanden und Tonen mit einer marinen Fauna, nämlich mit Littorina, Rissoa, Mytilus, Cardium und Tellina (Littorina-Schichten), die nach wieder erfolgter Senkung des Westgestades des bisherigen baltischen Süßwasserbeckens mit dem aus der Nordsee durch das Kattegat eindringenden Salzwasser eingewandert waren.

Beispiele der Gliederung des norddeutschen Glacialdiluviums.

In der **Mark Brandenburg** und **Pommern** (nach Berendt, Keilhack und Wahnschaffe).

6. Decksand, Geschiebesand, oberer Diluvialsand, mit Grand- und Geröllagen, mit Dreikantern; Talsand und Heidesand.
5. Oberer Geschiebemergel, zum Teil vertreten durch den Geschiebesand. Endmoränen des baltischen Höhenrückens und südlicherer Gebiete. Deckton.
4. Diluvialsand und -grand nebst Toneinlagerungen mit Resten von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Bos primigenius, Rangifer groenlandicus, Equus, Ursus u. a. (Rixdorf, Tempelhof, Britz, Nieder-Löhme, Phöben u. a. O.); ferner mit Süßwasserconchylien: Paludina diluviana, Bithynia tentaculata, Valvata piscinalis, Pisidium amnicum.

3. Unterer Geschiebemergel.
2. Glindower Ton, Diluvialton, nebst unterem Diluvialsand und -grand mit Geröll- und Geschiebelagen. Letzterer mit dem Glindower Ton und dem unteren Geschiebemergel in oft mehrfacher Wechsellagerung. Die Tone, Sande und Grande mit Süßwasserconchylien, namentlich Paludina diluviana, Valvata piscinalis, Bithynia tentaculata, Pisidium amnicum (Paludinen-Bänke). Der Geschiebemergel hat diese Conchylien aus seinem aufgearbeiteten Untergrunde aufgenommen; namentlich ist Paludina diluviana in den Bänken des unteren Geschiebemergels häufig.
1. Unterster Geschiebemergel von Rüdersdorf.

In **Schleswig-Holstein und an der Unterelbe** (nach Meyn und Gottsche).

6. Geschiebesand oder Decksand, bestreut mit großen erratischen Blöcken, und Heidesand. Endmoräne.
5. Oberer, gelblicher Geschiebelehm, Geschiebeton oder Blocklehm mit Zwischenlagen von nordischen Granden.
4. Korallensand, Diluvial- und Spatsand mit cretaceïschen Bryozoen; Austernbänke (Blankenese und Stade); Mytilusbänke (Tarbeck), Muschelbänke von Fahrenkrug und Burg sowie auf Alsen mit Nordseemollusken.
3. Unterer, blauer Geschiebelehm, Korallenmergel, Moränenmergel.
2. Diluvialton, Brockenmergel, Yoldia- und Cyprina-Tone von Rensing und Itzehoe; Sande und Tone mit mariner Fauna im Untergrunde Hamburgs.
1. Unterster Geschiebemergel und seine Auswaschungsprodukte im Untergrunde Hamburgs und seiner Umgebung.

In **Ost- und Westpreußen** (nach Jentzsch).

4. Oberer Geschiebemergel nebst Granden, Sanden und Tonmergel. Baltische Endmoräne.
3. Diluvialsand mit Ostrea edulis, Cardium edule, Corbula gibba, Nassa reticulata bei Marienwerder, Mewe, Dirschau, Elbing, Heilsberg; Grande mit Elephas primigenius, Rhinoceros antiquitatis; Bithynia tentaculata, Pisidium, Unio bei Neudamm und Graudenz. Diatomeenmergel bei Elbing und Zinten. Diluvialkohle der Gegend von Memel.
2. Unterer Geschiebemergel nebst Granden und Sanden.
1. Untere Diluvialsande und -tone mit Yoldia arctica, Cyprina islandica, Astarte borealis (Elbinger Yoldiaton), oder mit Dreissensia und Valvata — sowie mit Rhinoceros, Elephas, Tarandus zwischen Elbing und Tolkemit.

Im **nordwestlichen Sachsen** (nach H. Crd.).

3. Geschiebedecksand, meist Hügel und Rücken bildend.
2. Geschiebelehm und Geschiebemergel, entsprechend dem unteren Geschiebemergel der Mark, Holsteins, Mecklenburgs; lokal mit Zwischenlagen von Diluvialsand, -grand und Geröllen; Palud. diluviana auf sekundärer Lagerstätte; neben den nordischen Geschieben lokal einheimische, geschrammte Geschiebe; stellenweise auf Rundhöckern und Gletscherschliffen aufruhend, oft in Lokalfazies (S. 725).
1. Bänderton (Diluvialton), sowie Flußschotter der eiszeitlichen Elbe, Mulde, Pleiße und Elster, diese sowohl mit nordischen wie mit südlichen Geröllen; lokal in Wechsellagerung mit Bänken von Geschiebelehm (2.) und Diluvialton.

Stufe 1, 2 und 3 entstammen sämtlich der Hauptvergletscherung Norddeutschlands. Darunter präglaciale, wahrscheinlich pliocäne Schotter der Elster und der Saale.

Die Gesamtheit der Ablagerungen, aus denen sich das **norddeutsche Diluvium** aufbaut, gliedert sich zeitlich und genetisch von oben nach unten wie folgt*).

Postglacial: Arktische Flora (Dryas octopetala) im Grunde norddeutscher Torfmoore.

Dritte Glacialzeit (Polandian und Mecklenburgian Geikie's): oberer Geschiebemergel und Geschiebesand von Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Brandenburg, Pommern, Posen, Ost- und Westpreußen. Endmoränen des baltischen Höhenrückens. Talsande und -lehme der alten Haupttäler (s. S. 731).

Zweite Interglacialzeit (Helvetian Geikie's): Säugetierfauna von Rixdorf, Tempelhof, Königsberg usw. Marine und Süßwasserablagerungen von Ost- und Westpreußen. Austernbänke von Stade, Blankenese, Cyprinen- und Mytilustone, Süßwassergebilde von z. B. Rathenow und Potsdam. Torflager von Klinge bei Kottbus.

Zweite Glacialzeit (Saxonian Geikie's): unterer Geschiebemergel Norddeutschlands. Fluvioglaciale Kiese, Sande und Tone (Glindower Tone, Bänderton) unter und über demselben.

Erste Interglacialzeit (Norfolkian Geikie's): Paludinenreiche Tone und Mergelsande (Paludinenbänke). Süßwasserkalk des Fläming und der Lüneburger Heide. Diatomeenlager von Soltau, Oberohe und Rathenow. Yoldiatone in Westpreußen und Holstein. Cyprinenton Holsteins (siehe oben).

Erste Glacialzeit (Scanian Geikie's): älteste Grundmoränen im Gebiete der östlichen baltischen Seenplatte, bei Hamburg und Rüdersdorf. Fluvioglaciale Bildungen bis in die südliche Mark.

2. Das britische Glacialgebiet.

Ähnlich wie die zentralen Teile Skandinaviens waren die Hochlande und Gebirge Englands, Schottlands und Irlands Ausgangspunkte für eine wiederholte Vergletscherung der ganzen britischen Inseln**). Von jenen Hauptsammelstellen des Eises breitete es sich radiär nach allen Seiten aus, bedeckte die Berge bis zu einer Höhe von mehr als 1000 m mit Schliffen und Moränenmaterial, füllte den Meeresarm zwischen England, Schottland und Irland ganz aus, überschritt die atlantische Küste der beiden letzteren und schob sich über dieselbe noch über die Hebriden und Orkneys bis in den atlantischen Ozean hinaus, während es im O mit dem bis dahin vordringenden skandinavischen Inlandeis zu einer einheitlichen Decke verschmolz (Fig. 606). Am intensivsten war die Vergletscherung in Schottland. Die

---

*) K. Keilhack, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 111. — Vergl. hierzu: J. Geikie, Classification of European Glacial-Deposits. Journ. of Geology. III. Chicago 1895. S. 241. — F. Wahnschaffe, Ursachen d. Oberflächengestaltung d. norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1901. S. 237.

**) J. Geikie, The great Ice-Age. 2. ed. London 1894. S. 1—422.

vor und während derselben erzeugten Gebilde gliedern sich nach J. Geikie wie folgt (von unten zu lesen):

5. Dritte Vergletscherung. Die Hochlande werden von zusammenhängenden Eisdecken überzogen. Nach einigen Oszillationen lösen sich dieselben in getrennte Talgletscher auf; auch diese verschwinden. Als Rückzugsgebilde werden erzeugt: lehmiger Schutt mit großen erratischen Blöcken, isolierte Hügel und Rücken von geschichtetem Kies und Sand (Kames), Endmoränen, schwache Seitenmoränen, sämtlich zuletzt auf die Täler beschränkt.

4. Rückzug der zweiten Eisdecke. Interglaciale Kiese und Sande nebst Torf. Senkung um etwa 30 m. Tone mit arktischen und borealen Mollusken (Yoldia arctica, Pecten islandicus, Leda truncata u. a.) werden niedergeschlagen (Clyde beds; oberer Yoldienton).

3. Zweite Inlandeisbedeckung, sie hinterläßt den Upper boulder clay oder upper till, einen Geschiebelehm, reich an geschliffenen und geritzten marinen Resten aus den Interglacialtonen.

2. Rückzug des Inlandeises, gefolgt von einer Senkung des Landes um fast 180 m. Es werden interglaciale Kiese und Sande mit Mammut- und Renntierresten abgelagert, darüber nach der Küste zu marine Tone mit Tellina calcarea und Cyprina islandica (Shelly clay), sowie solche mit Mytilus edulis.

1. Allgemeine Bedeckung durch Inlandeis, welches sich radiär nach außen bewegt und bis in die seichteren Partien des Meeres vordringt. Die von ihm zurückgelassene, bis über 80 m mächtige Grundmoräne ist der lower till oder lower boulder clay, ein steiniger, fester Lehm, voll von geschrammten Geschieben, von oft gewaltigen Dimensionen. Infolge von Oszillationen des Eisrandes mit lokalen Einlagerungen von Tonen, Sanden und Kiesen, diese mit Birke, Haselnuß, Moosen, sowie mit Resten von Mammut, Renntier, Urochs. Der Untergrund ganz allgemein geschliffen und gesetzmäßig geschrammt sowie zu Rundhöckern umgestaltet. In Vertiefungen wird der Till unterlagert von präglacialen Flußschottern und von Kiesen und Sanden, den Absätzen der Gletscherflüsse und -bäche (bis 20 m mächtig).

In ganz entsprechender Weise gliedert sich das Glacialdiluvium Englands und Irlands wie folgt:

6. Grund- und Endmoränen in den Gebirgsgegenden, zuletzt auf die Täler beschränkt.

5. Interglaciale Kiese und Sande, marine Ablagerungen mit arktischer Fauna.

4. Upper boulder clay mit Einlagerungen von Sand, Kies und Ton.

3. Middle sands and gravels, interglacial; marin, bis zu über 400 m Meereshöhe mit Cyprina islandica, Astarte arctica, Tellina baltica u. a.

2. Lower boulder clay, mit stark gestauchten Einlagerungen von Kies und Sand.

1. Glacialtone mit arktischer Flora, z. B. Salix polaris; — dann solche mit Leda myalis, zu unterst das Forest-bed von Cromer (siehe S. 710), und endlich der Weyburn Crag mit arktischer Fauna.

3. Das alpine Glacialgebiet*).

Auch das Alpengebirge war während der Glacialperiode wiederholt und zeitweilig völlig vereist, so daß nur noch seine höchsten mit Firn und Schnee bedeckten Gipfel aus der einheitlich verschmolzenen, allgemeinen, bis über 1000 m mächtigen Eisdecke hervorragten. Es bildete einen Herd, von welchem aus nach allen Seiten Gletscher ausströmten. Dieselben folgten meist den Tälern und drangen aus diesen nach Süden zu bis in die lombardische Ebene vor, füllten nach Westen zu die weite Einsenkung zwischen Alpen und Jura aus und erstreckten sich auf der Nordseite bis weit nach Schwaben und Bayern hinein, um während des Höhepunktes der Vergletscherung auch hier zu einer den ganzen Nordfuß der Alpen umgürtenden, bis 70 km breiten, allgemeinen Decke zu verschmelzen, während ihre Entwickelung nach Osten zu immer geringfügiger wurde, so daß sie hier bereits innerhalb der Alpentäler selbst ihr Ende fanden.

Aus dem Studium der schweizer Glacialerscheinungen, also der Gletscherschliffe, Moränen und Wanderblöcke geht hervor, daß letztere und somit auch die sie transportierenden Gletscher aus dem Arvetal, dem Rhônetal, Aartal, Reußtal, Linthtal und dem Rheintal hervorgetreten sind und sich in den ebenen Teilen der Schweiz ausgebreitet haben. Die Blöcke des Arvetales stammen von dem westlichen Abhange der Mont Blanc-Kette und von den Bergen oberhalb Sallanche; sie erfüllen das Arvetal von Chamonix an und steigen auf dem Rücken des Salène bis zu 1000 m Meereshöhe. Die Moränen des Rhônegletschers finden sich über die ganze Gegend von Genf und Solothurn zerstreut, so daß ihr dortiges Verbreitungsgebiet die Gestalt eines die ebenen Teile von Genf, Freiburg und Neuenburg, sowie Partien von Bern, Solothurn und Aargau bedeckenden Fächers besitzt, dessen Spitze in der Rhônetalmündung liegt. Die vereinten Arve- und Rhônegletscher füllten den Genfer See aus, stauten sich am Juragebirge auf und ergossen sich, von hier als gewaltiger Eisstrom abfließend, in südwestlicher Richtung in das Rhônetal bis Lyon. Die Blöcke des Aartales stammen aus dem Massive der Berner Alpen zwischen Gotthard und Simmental und bedecken den deutschen Teil des Kantons Bern. Die des Reußtales sind dem Gotthard und den Seitentälern des Reußtales entführt und bedecken namentlich das Becken des Vierwaldstätter Sees. Rhône-, Aar- und Reußgletscher erfüllten die ganze weite Ebene

---

*) A. Favre, Carte des anc. glaciers de la Suisse, und Carte du phén. erratique et des anc. glaciers du versant nord des Alpes suisses. Genf 1884. — A. Penck, Ed. Brückner, L. du Pasquier, Le Système glaciaire des Alpes. Neuchâtel 1894. — A. Baltzer, Der diluviale Aargletscher. Bern 1896. — A. Penck, Die Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leipzig 1882. — A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig. Erste Lieferungen 1901 und 1902.

zwischen Alpen und Juragebirge und drangen stellenweise selbst noch über den Kamm des letzteren vor. Der Rheingletscher kam aus Graubünden und Vorarlberg, teilte sich an dem wie eine Klippe vorspringenden Sporne der Appenzeller Gebirge in zwei Ströme, deren einer über den Wallenstädter See und vereint mit dem Linthgletscher über Utznach und den Züricher See vordrang, während sich der andere von Rorschach aus über den Thurgau und das ganze Gebiet des Bodensees ergoß und sich weit nach Schwaben hinein bis zur Donau erstreckte.

In der Schweiz heben sich somit die oben aufgezählten Hauptgletscher, welche den großen Stammtälern folgten, scharf von einander ab, in den nordtiroler und oberbayerischen Alpen hingegen waren die zahlreichen Längs- und Quertäler, wie sie namentlich die nördlichen Kalkalpen in einzelne Berggruppen auflösen, bis zu einer Höhe von über 1500 m von einem zusammenhängenden Netze von Eisströmen erfüllt, welche auf möglichst direktem Wege das Gebirge zu verlassen strebten, um sich noch weit über die bayerische Hochebene zu erstrecken. Sich bei ihrem Austritte aus den Alpentälern fächerförmig ausbreitend, vereinigten sie sich wieder zu einer einheitlichen Eisdecke. Vor den Hauptaustrittspunkten der Gletscherströme, aus denen letztere hervorgegangen, schob sich dieselbe in gewaltigen, bogenförmigen Zungen weit in das Vorland vor, um nach ihrem Abschmelzen typische, seenreiche Moränenlandschaften und zusammenhängende Züge von Endmoränen sowie weite fluvioglaciale Schotterfelder zurückzulassen, die bis nördlich von Kempten, Kaufbeuren, vom Ammersee, Schäflarn bei München, Wasserburg am Inn und Burghausen an der Salzach reichen. So schloß sich denn nach Osten zu an den Rheingletscher und mit diesem verschmelzend zuerst der Illergletscher und an diesen der Lech-, Isar-, Inn-, Chiem-, Salzach- und der Ennsgletscher an, welcher letztere jedoch das Alpenvorland nicht mehr erreichte, wie denn überhaupt die Gletscher im ganzen östlichen Teile der Alpen eine verhältnismäßig nur schwächliche Entwickelung erlangten. Der bedeutendste derselben war der dem Tale der Drau von W nach O folgende Draugletscher.

Auch auf der Südseite der Alpen haben sich während der Eiszeit Gletscher aus dem Hochgebirge bis zum Fuße desselben bis zur lombardischen Ebene hinabgezogen und nach ihrem Verschwinden mächtige Anhäufungen von Moränenschutt zurückgelassen*). Jedoch erreichten diese Eisströme Norditaliens bei weitem nicht die räumliche Ausdehnung wie diejenigen der Nordseite der Alpen, vereinigten sich also nicht wie diese zu einem den Südfuß der Alpen umgürtenden Eispanzer, übertreffen sie

*) L. Rütimeyer, Über Pliocän und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen. Basel 1876.

hingegen ebenso viel durch die Mächtigkeit der Schuttablagerungen, die sich meist in Gestalt gewaltiger amphitheatralischer Moränenwälle von bis zu 650 m Höhe quer vor den größeren Talmündungen des Südrandes der Alpen hinziehen, so bei Ivrea, wo die Dora Baltea in die Ebene tritt, am Südende des Lago Maggiore, sowie des Comer Sees und des von Iseo. Fast überall wiederholen sich hier mehrere bogenförmige Endmoränen konzentrisch hinter einander, getrennt von oft sumpfigen Flächen mit Wasserlachen. Das Moränen-Amphitheater von Como besteht aus drei solchen ungefähr konzentrischen Wällen. Die Endmoräne von Andrate (Ivrea) erhebt sich 650 m hoch über ihre Umgebung. Es sind dies gewaltige Gletscherbauten, mit denen sich diejenigen auf der Nordseite der Alpen an Großartigkeit nicht messen können. Auch das ganze Hügelgebiet, welches das südliche Ende des Garda-Sees umgibt, ist nichts als eine gewaltige Anhäufung von Moränenschutt. Dieser verdankt seinen Ursprung einerseits dem über Arco herabkommenden, über 700 m mächtigen Sarca-Gletscher, welcher, das nur etwa 200 m tiefe Becken des Garda-Sees ausfüllend, über dieses bis in die Po-Ebene vordrang, anderseits einem Gletscher des Etschtales, welcher sich über Meran und Bozen bis in die Po-Niederung ausdehnte und in den Rundhöckern der unteren Talgehänge, welche in so schroffem Gegensatze zu den wild-zackigen Spitzen der höheren Berggipfel stehen, ferner in den Glacialschrammen und -furchen auf Schliffflächen, sowie in den gewaltigen Gletscherschuttmassen die deutlichsten Spuren zurückgelassen hat. Die enorme Ausdehnung und Mächtigkeit des Etsch-Gletschers geht aus der Großartigkeit dieser Gletscherspuren hervor, reichen doch die Rundhöcker bis zu einer Höhe von etwa 1500 m über die Talsohle.

Daß die Vergletscherung der Alpen und ihres Vorlandes von mehrfachen sehr lang dauernden Rückzügen des Eises, und zwar von 3 interglacialen Zwischenzeiten, unterbrochen war, welchen ein erneutes Vordringen des letzteren folgte, wird bewiesen 1) durch die z. T. intensive Verwitterung, welche die älteren Glacialgebilde vor Eintritt jeder neuen Vergletscherung erlitten haben; 2) durch sehr beträchtliche Erosionen, welche sich zwischen je zwei Moränenbildungen und den ihnen entsprechenden Schotterablagerungen vollzogen haben; 3) durch intermoränale Einschaltung von Kiesen, Sanden, Tonen und Kalktuffen mit Tier- und Pflanzenresten eines gemäßigten Klimas oder selbst von Torf und Schieferkohlen. Solche interglaciale Kohlenbildungen sind bekannt in der Nordschweiz bei Utznach und Dürnten am Züricher See, bei Mörschwyl am Bodensee, am Thuner See, in den allgäuer Alpen bei Sonthofen. Die Pflanzen, welche diese Schieferkohlen zusammensetzen, weisen nach Heer auf ein mildes, dem heutigen ähnliches Klima jener Interglacialzeiten hin. Die ebenfalls interglaciale Höttinger Breccie der Inns-

brucker Gegend (ein zwischen zwei Grundmoränen eingeschalteter, durch Kalksinter verfestigter Gehängeschutt) enthält nach Wettstein eine Flora, in der sich zu heutigen nordtiroler Pflanzen eine Anzahl heute in der Gegend des Schwarzen Meeres vorkommender Gewächse (namentlich Rhododendron ponticum) gesellen, welche auf ein milderes Interglacialklima hinweisen. Auch die interglacialen Blättermergel und -tone am Iseo- und Luganer See führen nach Baltzer eine Flora von z. T. pontischem Charakter.

Weder die zweite und dritte und noch weniger die vierte Vergletscherung der Alpen erreichte die Ausdehnung der ersten, so daß die von ihnen zurückgelassenen Moränen um die Alpen einen vierfachen Gürtel bilden.

Jede dieser 4 verschiedenalterigen Gruppen von Moränen wird von einer gleichzeitig durch die Schmelzwasser produzierten Ablagerung von fluvioglacialem Schotter begleitet und teilweise ersetzt. Wo nun während jeder der drei Interglacialzeiten die älteren dieser Schotterflächen von Tälern durchschnitten wurden, dort bilden die den letzteren angehörigen jüngeren Schotter innerhalb dieser Erosionstäler oder -weitungen Terrassen, von denen die tiefst liegende die jüngste ist. Man unterscheidet demnach 4, den vier Vergletscherungen entsprechende Schotterterrassen: 1 u. 2) die beiden ältesten, deshalb am meisten durch Erosion mitgenommenen Deckenschotter, 3) den Hochterrassenschotter und 4) den jüngsten Niederterrassenschotter.

Nach Obigem gliedert sich das alpine Diluvium wie folgt:

Vierte Vergletscherung: Innere Moränen und Niederterrassenschotter.
Dritte Interglacialzeit: Löß, Schieferkohlen von Utznach usw. mit Elephas antiquus und Rhinoceros Mercki; Kalktuff von Schaffhausen, Blättermergel am Luganer und Iseo-See, Höttinger Breccie.
Dritte Vergletscherung: Äußere Moränen und Hochterrassenschotter.
Zweite Interglacialzeit: Schichten mit Elephas meridionalis.
Zweite Vergletscherung: jüngerer Deckenschotter (diluviale Nagelfluh).
Erste Interglacialzeit: ausgedehnte Erosion.
Erste Vergletscherung: älterer Deckenschotter, wie der jüngere lokal mit gekritzten Geschieben und mit Grundmoränen.

Außer dem Inlandeise, welches fast ganz Norddeutschland, ferner Britannien, die Alpen und deren Vorlande, also den größten Teil Europas bedeckte, erzeugten auch noch viele **Mittelgebirge** während der Glacialzeit Gletscherströme von z. T. nicht unbeträchtlichen Dimensionen. Hierher gehören in erster Linie die Pyrenäen*) (u. a. mit dem Argelès-Gletscher von

*) A. Penck, Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. d. Ver. f. Erdkunde. Leipzig 1883.

52 km und dem Garonne-Gletscher von 70 km Länge und 700 m Maximaldicke), ferner die Sierra Nevada und Sierra Guadarrama in Spanien, Corsica, Teile des nördlichen Apennin, das französische Zentralplateau, der Jura, die Vogesen, der Schwarzwald, letzterer nach Steinmann*) mit seinen 4 Vergletscherungen, nach Lepsius, Chelius und Klemm auch der Taunus und Odenwald, ferner das Erzgebirge, das Riesengebirge, die Hohe Tatra**), die Gebirge der Balkanhalbinsel (Cvijic), der Kaukasus, der Timan und der nördliche Teil des Ural (Nikitin). Ebenso bildeten die Fär Öer ein selbständiges Glacialgebiet mit radiärer Gletscherbewegung.

4. Das nordamerikanische Glacialgebiet.

Auf dem nordamerikanischen Kontinente finden sich Glacialablagerungen in ganz Canada, von wo aus sie sich über Neu-England, New-York und Long-Island, Michigan, Wisconsin und Minnesota bis jenseits des Mississippi ausdehnen und nach Süden zu bis nach New-Jersey, in das südliche Pennsylvania, Ohio, Indiana, Illinois und Jowa, also ungefähr bis zum 39. Breitengrade reichen (Fig. 608). Das nordamerikanische Inlandeis erstreckte sich somit mehr als 1000 km weiter nach Süden, als das entsprechende nordeuropäische, nämlich bis in die Breite von Sicilien. Auch innerhalb dieses Glacialgebietes lassen sich Moränen- und Glacialschutt-Ablagerungen einer älteren und mindestens einer zweiten Invasion des Eises unterscheiden, von denen die ersteren (entsprechend dem deutschen unteren Geschiebelehm weiter nach Süden reichen als die letzteren und welche durch Interglacialsande und -tone mit Pflanzenresten und Süßwassermollusken voneinander getrennt sind. Der südliche Rand dieser jüngeren Glacialablagerungen wird durch eine mannigfaltig gegliederte und geformte, großartige Endmoräne markiert, ist vielfach ein- und ausgebuchtet, läuft vom heutigen Baltimore aus in westlicher Richtung bis zum Mississippi und wendet sich dann nordwestlich durch Dakota in das britische Nordamerika, um hier die Rocky Mountains entlang wieder nach Süden umzubiegen. Innerhalb des äußeren, also älteren Glacialgürtels liegt südlich vom Lake Superior eine etwa 350 km lange und bis 180 km breite, trotz ihrer tiefen Lage eisfrei gebliebene »Driftless Area«***). Die von diesen Eisdecken zurückgelassenen Glacial-

*) G. Steinmann, Entwickelung des Diluviums in Südwestdeutschland. Z. d. D. geol. Ges. 1898. Verh. S. 83.

**) J. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882. — Ders., Die Vergletscherung des Riesengebirges. Stuttgart 1894.

***) Über die nordamerikanischen Glacialerscheinungen siehe namentlich: Chamberlin und Salisbury, VI. Ann. Rep. U. St. geol. Surv. Washington 1886. S. 199; — Chamberlin, VII. Ann. Rep. Washington 1888. S. 150, und Journ. of Geol. III. S. 270. Chicago 1895.

ablagerungen und zwar namentlich der Boulder clay (die alte Grundmoräne) beschränken sich nicht auf das Flach- und Hügelland, sondern steigen z. B. in Neu-England am Mt. Washington und an den Green Mountains bis über 1700 m hoch. Alte Flußtäler werden von ihnen vollkommen ausgefüllt,

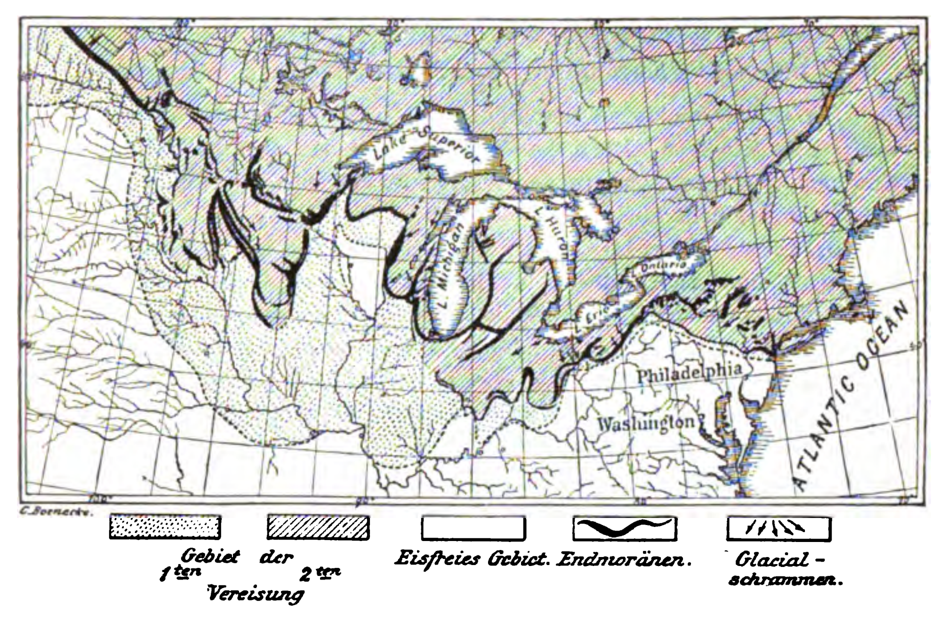


Fig. 608. Das nordamerikanische Glacialgebiet mit seinen Endmoränen. Nach *T. C. Chamberlin.*

so daß die Flüsse nicht selten aus ihrem früheren Lauf vollständig verdrängt wurden, wie dies z. B. beim Niagara geschehen. An zahllosen Stellen machen sich Friktionserscheinungen in großartiger Weise geltend. Ausgedehnte Gesteinsflächen sind spiegelglatt geschliffen, dann fein gestreift und tief gefurcht worden. Die Oberfläche gewisser Quarzitkuppen am Oberen See ist so glatt, daß das Gehen auf dem nackten Fels beschwerlich fällt. Jedoch ist diese Polierung nur auf die nördlichen Abhänge und auf die Gipfel der Hügel, also auf die Stoßseite derselben beschränkt, während die südlichen Abfälle rauh und zackig geblieben sind. Über jene geschliffenen Nordabhänge ziehen sich bis fußtiefe und -breite Schrammen, oft eine neben der anderen hin.

Auf die aus Boulder clay, Sanden, Granden und erratischen Blöcken bestehenden nordischen Glacialgebilde Nordamerikas folgen in den östlichen Teilen Canadas und der Vereinigten Staaten marine Ablagerungen, nämlich arktische Ledatone, welche bis zu Höhen von 200 m ansteigen, und Sande mit Saxicava, — im Innern des Kontinentes hingegen Grande und lockerer Glacialschutt (entsprechend unserem Geschiebedecksande) und groß-

artige Terrassensysteme, welche die Täler begleiten und die Seen umgürten. Die jung- und postglacialen Ablagerungen der Diluvialzeit werden als Champlainformation bezeichnet.

Die Rocky Mountains und die Sierra Nevada bildeten außerdem selbständige Vergletscherungsherde.

Diluviale Kalktuffe, Knochenhöhlen, Löß und Schotter.

Die Gesteinsbildungen der Diluvialzeit auf den nicht oder nicht mehr mit Eis bedeckten Landstrichen bestehen aus Kalktuffen, Torf, Knochen führenden Ablagerungen in Höhlen und Spalten, Flußkiesen und -lehmen nebst dem Löß.

Diluviale Kalktuffe finden sich beispielsweise bei Burgtonna, Mühlhausen, Weimar und Taubach in Thüringen, wo sie flache und schluchtartige Einsenkungen im Muschelkalk in horizontalen Bänken ausfüllen und z. T. auf altem Glacialschotter auflagern. Gewisse Schichten derselben sind voll inkrustierter Blattabdrücke von Scolopendrium, sowie von Pappeln, Eichen, Buchen, Linden und Weiden, nebst Pinus- und Erlenzapfen, endlich von zum Teil dicht aneinander stehenden Rohrstengeln von Phragmites communis. Mit ihnen finden sich bei Taubach Skeletteile, Zähne und Geweihstücke von Cervus Germaniae, Equus germanicus, Bison priscus, Sus scrofa ferus, Elephas antiquus und daneben E. primigenius (Fig. 609 u. 610), Rhinoceros Mercki und tichorhinus (Fig. 613), Ursus spelaeus (Fig. 614), Felis antiqua, ferner Vogelreste, sowie die Schalen von Helix tonnensis, H. canthensis, Belgrandia marginata, Zonites praecursor, von Succinea, Planorbis und Limnaeus in z. T. außerordentlicher Menge. Ähnliche, jedoch etwas jüngere diluviale Süßwasserkalke sind bei Cannstatt in Württemberg bekannt.

Die Reste der oben genannten Säugetiere, namentlich aber von Elephas antiquus, E. trogontherii und E. primigenius*), Rhinoceros Mercki und tichorhinus kommen auch in den Kiesen des Interglacialdiluviums von Nordeuropa vor (siehe S. 728 und 749).

Im Kalktuff und Lehm unter den alten Torfmooren Englands und Irlands und in diesen selbst finden sich außerdem zum Teil vollständig erhaltene Skelette des irischen Riesenelenns (Megaceros hibernicus = Cervus euryceros), das bis zur Spitze seines Geweihes 3—4 m mißt, während dieses letztere 2,7 m spannt. Wie in Britannien, so umschließen auch die interglacialen Torflager (Schieferkohle) von Utznach, Dürnten und anderen Orten der Nordschweiz nach Heer neben den Überbleibseln der jetzigen Rottanne, Föhre, Lärche, Eibe, Birke, Eiche und des Bergahorns Reste von

*) Vergl. hierzu: E. Wüst, Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Stuttgart 1900.

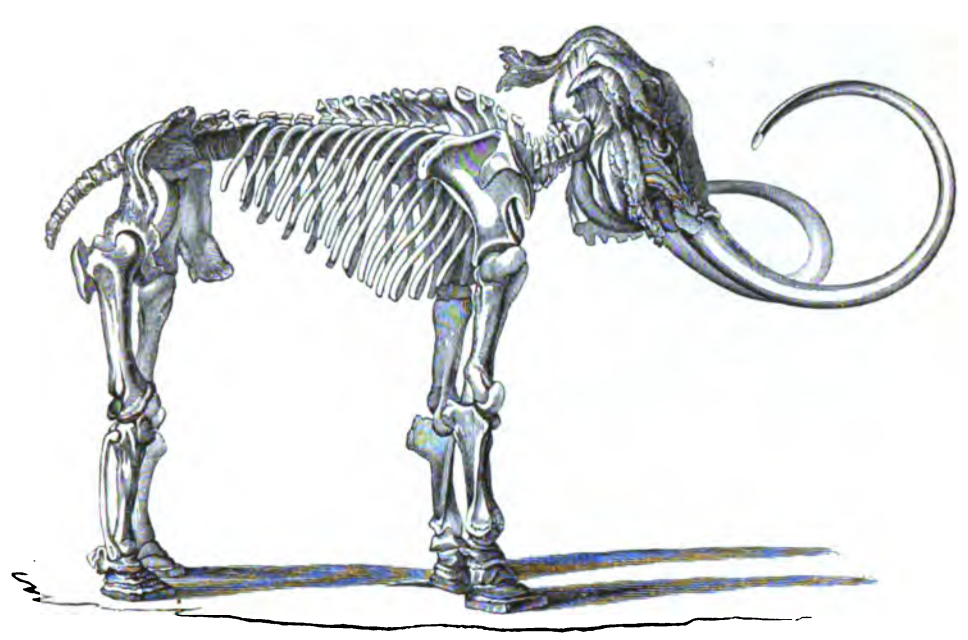


Fig. 609. Das Mammut, Elephas primigenius Blumenb.; vollständiges Skelett.



Fig. 610. Backzahn von Elephas primigenius. Kaufläche.

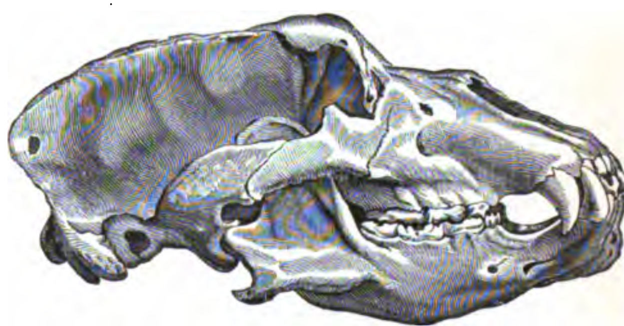


Fig. 611. Ursus spelaeus Rosenm.; Schädel von der Seite.



Fig. 612. Bos primigenius Boj.

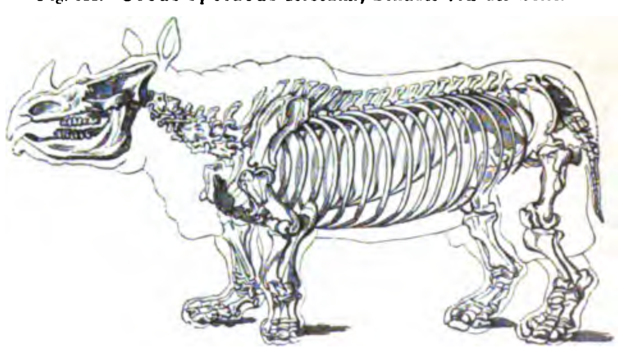


Fig. 613. Rhinoceros tichorhinus Fisch. (Tichorhinus antiquitatis Blum.).

Diluviale Säugetiere.

Elephas antiquus, Rhinoceros Mercki, Bos primigenius (Fig. 612), Cervus elaphus und Ursus spelaeus. Ebenso finden sich in dem Komplexe von Torflagern und Tonen bei Klinge unweit Kottbus Fichte, Kiefer, Birke, Erle, Weide, Hainbuche, Hasel, Eiche, Linde und Stechpalme als Waldbäume, ferner die Samen und Früchte von Wasserpflanzen, so von Cratopleura und Stratiotes (Folliculites), endlich Skeletteile von Rhinoceros, Elephas, Renntier, Biber, Elch und Megaceros Ruffii.

In den **Knochenhöhlen** sind Säugetierreste oft massenhaft angehäuft. Die meisten dieser Höhlen sind in Gegenden gelegen, deren Untergrund wesentlich von Kalksteinen und Dolomiten zusammengesetzt ist. Sie bestehen der Mehrzahl nach aus verschiedenen, mehr oder minder großen, zusammenhängenden Räumen, welche durch enge, zum Teil fast senkrechte Kanäle mit einander verbunden sind (Fig. 614). Der Boden dieser Höhlen ist oft von rötlichem, sandigem Lehm mit Säugetierknochen bedeckt. Darüber folgt eine schützende, die Erhaltung der Knochen bedingende Decke von Kalksinter, welcher außerdem zuweilen auch noch die Knochenbruchstücke zu einer Breccie zusammenkittet. Die Knochen und Koprolithen der verschiedensten Säugetiere liegen meist in größter Unordnung durcheinander und sind nicht selten dicht aufeinander gepackt.

In Deutschland sind es vor allem der fränkisch-schwäbische Jura mit seinen Dolomiten, ferner das harzer und das westfälisch-rheinische Mitteldevon, welche derartige Knochenhöhlen bergen, so ersterer z. B. die Muggendorfer, Gailenreuther, Hohlefelser und Charlotten-Höhle, der Harz die Baumanns- und Hermannshöhle, Westfalen z. B. den Hohlenstein und die Dechenhöhle. In ihnen sind namentlich die Reste von Ursus spelaeus zu Hunderten angehäuft, so daß z. B. der Gailenreuther Höhle Überbleibsel von über 800 Individuen entnommen worden sind, während die Charlotten-Höhle bei Hürben nur Skeletteile von Ursus priscus birgt. Neben Bären, aber freilich an Menge weit zurückstehend, kommen Skeletteile von Hyaena spelaea, Felis spelaea, Canis spelaeus, sowie solche von Rhinoceros, Cervus, Bos u. a. vor.

Die englischen Knochenhöhlen, deren berühmteste die von Kirkdale unweit York, die bei Bristol und die Kentshöhle bei Torquay sind, enthalten abweichend von der großen Mehrzahl der deutschen, namentlich die Skelette von Hyänen (Hyaena spelaea), während die von Bären und anderen Tieren stark zurücktreten. In der Kirkdalehöhle waren solche von über 300 Hyänen des verschiedensten Alters, neben ihnen große Quantitäten ihrer Exkremente, die Reste des Elefanten, Tiger, Bär, Wolf, Rhinoceros, Hippopotamus, Büffel, Hirsch enthalten. In ähnlicher Weise herrscht übrigens die Hyäne in der Irpfelhöhle bei Giengen in Schwaben, im Hohlenstein in Westfalen, sowie in der Lindenthaler Höhle bei Gera vor den Bären und anderen Säugetieren stark vor.

In den Höhlen im Süden Frankreichs ist eine dritte, von der englischen und deutschen abweichende Fauna begraben, indem sie außerordentlich massenhafte Anhäufungen von Knochen und Geweihen des Renntieres bergen. Ganz analoge Vorkommen sind die Knochenbreccien der am

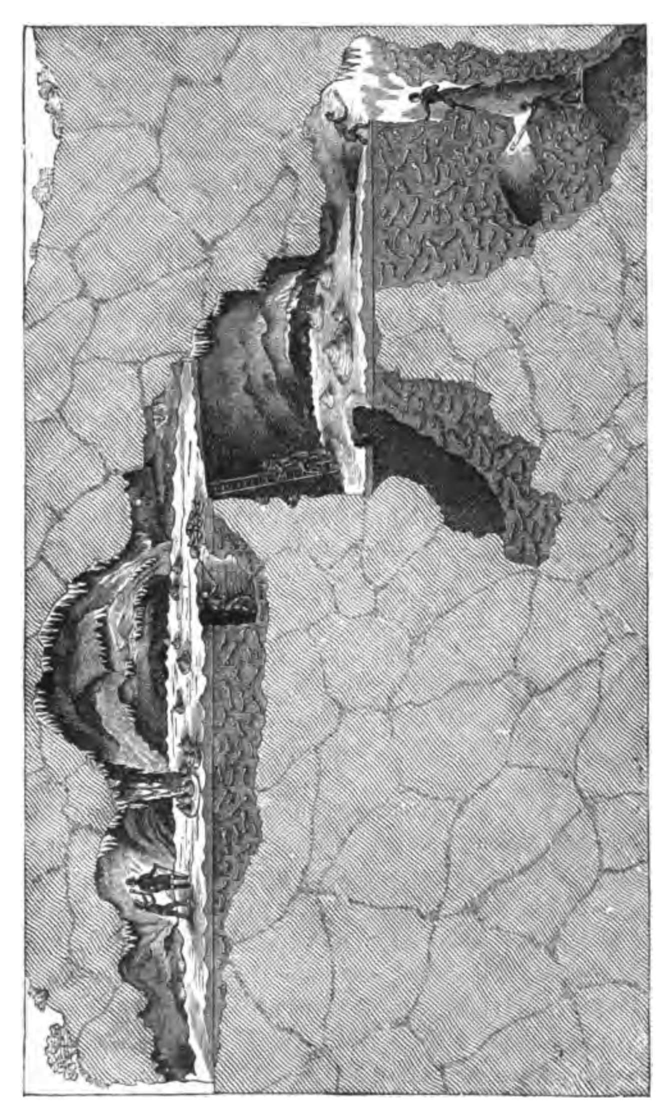


Fig. 614. Senkrechter Durchschnitt der Gailenreuther Höhle in Franken.

Mittelmeer gelegenen Länder. Sie füllen Spalten der dortigen Kalkgebirge aus und sind von Gibraltar bis nach der Südspitze Griechenlands, sowie auf Corsica, Sardinien und Sicilien an zahllosen Punkten bekannt. Sie bestehen aus einer rötlichen Kalkmasse mit Landschnecken und schnee-

weißen Knochen von Dickhäutern, Wiederkäuern und Nagetieren, unter denen neben Rhinoceros, Elephas und Hippopotamus namentlich Lagomys Sardus, dessen Verwandte jetzt nur noch in Sibirien leben, in erstaunlicher Menge auftritt.

Der **Löß** (s. S. 159) ist innerhalb der weiten Flußwannen, auf den Abdachungen vieler Gebirge und Höhenzüge, sowie auf flachen Plateaus und in seichten Becken während der Diluvialzeit zur Ablagerung gelangt. Er besteht aus einem außerordentlich feinkörnigen Akkumulat von vorwaltendem Quarzstaub, nebst minimalen Partikeln von Feldspaten und Glimmer, die eine so geringe Konsistenz besitzen, daß das Gestein mehlartig abfärbt und im Wasser zerfällt. Er hat eine lichtgelblichbraune Farbe, ist von Wurzelröhrchen durchzogen, bildet senkrechte Abstürze, ist meist vollkommen ungeschichtet, zeichnet sich durch seinen Kalkgehalt aus und führt dann eigentümlich gestaltete Mergelkonkretionen, die Lößmännchen, und neben diesen gewöhnlich Gehäuse von Landschnecken, sowie Knochen von Säugetieren, nämlich von Elephas, Rhinoceros und einer Anzahl typischer Steppenbewohner (s. S. 749). Die Landschnecken sind Spezies der Geschlechter Helix, Pupa, Clausilia, Buliminus, Limax, Vitrina; unter ihnen sind Pupa muscorum (Fig. 615), Succinea oblonga, Helix hispida (Fig. 616) die häufigsten und bezeichnendsten. Eine sehr große Verbreitung hat der Löß im Rhein- und Donautale sowie in den Tälern des

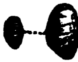




Fig. 615. Pupa muscorum Lin.

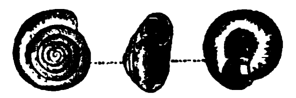


Fig. 616. Helix hispida Lin.

Mains und Neckars, deren Fruchtbarkeit er wesentlich bedingt und wo er z. T. in einer Mächtigkeit von 10—15, ja 30 m auf den Kies- und Geröllablagerungen der Talgehänge aufruht, und durch zahllose Hohlwege in fast senkrechten Wänden entblößt ist. Auch an den Talgehängen der Elbe in Sachsen, namentlich aber im nördlichen Böhmen, ferner an der Neiße, Mulde, Saale, Unstrut und Werra, sowie auf den angrenzenden oder zwischengelegenen Plateaus ist Löß zur Ablagerung gelangt, beschränkt sich also hier auf die Landstriche südlich von dem Verbreitungsgebiete der zweiten Vergletscherung. Dasselbe gilt von den Tälern der Oder und Weichsel, an deren Gehängen er bis zu 400 m Meereshöhe emporsteigt und Zonen bildet, welche z. B. bei Oswiencim fast 3 Meilen Breite erreichen können. Von Oberschlesien zieht er sich nach Polen hinein, wo er bei Sandomir eine Mächtigkeit von 30 m besitzt. Meist lagert hier der Löß auf Kies-, Sand- und Schotterablagerungen auf, welche von den Flüssen der Diluvialzeit

z. T. hoch über ihrem jetzigen Strombette zurückgelassen worden sind, steigt aber von hier aus die Gehänge der Talwannen hinauf bis auf die benachbarten Plateaus und Hügelländer. Sehr gewöhnlich ist hier die Erscheinung, daß er sich an die Unebenheiten des Untergrundes nur einseitig und zwar an deren der herrschenden Windrichtung abgewandten Abhängen, also im Windschatten anlegt, während er an der der wegwehenden Wirkung des Windes ausgesetzten Talwandung oder Hügelflanke fehlt oder nur geringe Mächtigkeit besitzt.

Im Rheintale unterscheidet man mit Schumacher, Steinmann, Leppla, Lepsius, Chelius u. a. einen jüngeren und einen älteren Löß, welche bei gleichförmiger Aufeinanderlagerung durch fluviatile Gebilde, nämlich durch Sandlöß (einen geschichteten, sandigen Löß mit Süßwasserconchylien), durch Sande und Kiese, humose Schwemmlehme oder durch z. T. mächtigen Verwitterungslehm voneinander getrennt werden. Die Bildung des älteren Lösses vollzog sich in der zwischen die zweite und dritte Vergletscherung der Glacialgebiete fallenden Interglacialzeit, — diejenige des jüngeren Löß folgte meist erst auf die dritte Vergletscherung.

Diluviale Flußschotter. Den Vergletscherungen der Gebirge entsprechen, wie S. 739 gezeigt, ebensoviel fluvioglaciale Schotterstufen. Dieselben setzen in die aus jenen Gletscherherden entspringenden Täler, z. B. dasjenige des Rheines, der Elbe, der Neiße als fluviatile Absatzprodukte der niederschlagsreichen Glacialabschnitte fort, und pflegen die alluvialen Talauen als freilich vielerorts unterbrochene, breitere oder schmälere Schotterterrassen zu begleiten, und zwar zu unterst als Niederterrasse und oberhalb dieser als Hochterrasse, während die ältesten Schotter entweder als lappenförmige Schollen die den Tälern benachbarten Höhen als Deckenschotter krönen, oder die Talsysteme in einiger Entfernung umsäumen oder aber unter der Hoch- und Niederterrasse begraben liegen.

Als charakteristisches Beispiel für die Gliederung des Diluviums der großen Stromtäler Zentraleuropas mag an dieser Stelle angeführt werden*): **das mittelrheinische Diluvium** nach Lepsius, Chelius und Klemm.

5. Schotter, Sande und Lehme der Niederterrasse, Äquivalent der letzten Eiszeit.

*) Hauptliteratur über das Rheinische Diluvium: L. du Pasquier, Die fluvio-glacialen Ablagerungen der Nordschweiz. Bern 1891. — G. Steinmann, Pleistocän und Pliocän in der Umgebung von Freiburg i. B. Mitt. d. großh. Bad. La. 2. 1. Heidelberg 1890. — Ders., Gliederung des Pleistocän im badischen Oberlande. Ebend. Bd. II. XXI. 1893. — Ders., Entwickelung des Diluviums in Südwestdeutschland. Z. d. D. geol. Ges. 1898. Verh. S. 83. — E. Schumacher, Bildung und Aufbau des oberrheinischen Tieflandes. Straßburg 1890. S. 184. — Außerdem zahlreiche Aufsätze von Andreae, Chelius, Förster, Kinkelin, Klemm, Leppla, Lepsius, Sauer, Schumacher, Steinmann, Thürach, van Werveke.

4. Jüngerer Löß, nur mit Landconchylien; Lößsand, sandiger Grus oder Kies mit Land- und Süßwasserconchylien. Älterer Löß, nur mit Landconchylien. In der Rheinebene Flugsande und Dünen.

3. Moränen der Haupteiszeit im Taunus, Odenwald, an der Bergstraße, im Schwarzwalde. Als deren fluviatile Äquivalente Hochterrassenschotter mit Elephas primigenius.

2. Mosbacher Sande; bei Darmstadt bis 100 m mächtig; bis 120 m über den Rheinpegel aufsteigend; in der Rheinebene mit den ersten alpinen Geröllen; namentlich bei Mosbach mit Felis spelaea, Ursus spelaeus, Hippopotamus major, Rhinoceros Mercki, Elephas antiquus, trogontherii und primigenius, Cervus latifrons, Bos priscus, Arctomys marmotta; reich an Süßwasser- und Landmollusken: Unio, Anodonta, Pisidium, Valvata, Planorbis, Limnaeus, Succinea, Pupa, Clausilia, Helix, Hyalina in vielen Arten. Ältestes Interglacial.

1. Ältere Flußschotter und -sande, Taunusschotter, mit scharfkantigen Gesteinsblöcken, bis 400 m über den Rheinpegel ansteigend; Mainische Geröll- und Blocklager; feuerfeste Tone, Kaolinsande und Glassande am Taunus, bei Darmstadt, in der Pfalz. Äquivalent der Deckenschotter, also der ersten Eiszeiten.

Ganz analog gliedert sich nach E. Schumacher **das Diluvium des Rheintales im Unterelsaß** wie folgt:

5. Jüngerer Löß, zu unterst Sandlöß mit Elephas primigenius und Rhin. tichorhinus.
4. Niederterrasse (jüngerer Diluvialschotter).
3. Älterer Löß, zu unterst Sandlöß, zu oberst mit einer Kulturschicht.
2. Hochterrasse (mittlerer Diluvialschotter).
1. Älteste Rheinschotter (Deckenschotter) des Sundgaues; weiter nördlich Lehme nur mit Blöcken aus den Vogesen.

Über den allgemeinen Charakter der Fauna Zentraleuropas während der Diluvialzeit. Wie aus der allgemeinen Vergletscherung unseres Kontinentes zu erwarten, besitzt die mitteleuropäische Tierwelt der Glacialzeit einen ausgesprochenen arktischen Charakter, welcher sich in der Verbreitung einer Anzahl spezifisch nordpolarer Tierformen über ganz Mitteleuropa kundgibt. Zu diesen gehören vor allem: das Renntier (Rangifer groenlandicus und tarandus), der Moschusochse (Ovibos moschatus), der Schneehase (Lepus variabilis), der Lemming (Myodes obensis und M. lemmus), das nordischste aller Landsäugetiere, der Halsbandlemming (Myod. torquatus), der Eisfuchs (Canis lagopus) und der Vielfraß (Gulo luscus) sowie die Schneeeule (Strix nyctea) und das Moorschneehuhn (Lagopus albus).

Auf diese arktische Fauna, die vollkommen mit der Vereisung ihrer Umgebung in Einklang stand, folgte eine charakteristische Steppenfauna, welche namentlich die nach dem Rückzuge des Eises bloßgelegten, der Waldvegetation noch entbehrenden plateauartigen und flachhügeligen Landstriche bevölkerte und der Tierwelt der jetzigen südwestsibirischen Steppen entsprach. Ihre namentlich im Löß vorkommenden Hauptvertreter sind: Alactaja jaculus (Pferdespringer), Spermophilus altaicus (Steppenziesel), Arctomys bobac (Bobac), Lagomys pusillus (Zwergpfeifhase) Arvicola ratticeps (nordische Wühlratte), Arv. gregalis (sibir. Zwiebelmaus), Antilope saiga. Zu ihnen gesellen sich die zwar nicht geradezu für die Steppen charakteristischen, aber doch dort zahlreich lebenden Iltis, Hermelin, Wolf, Wildpferd, Trappe u. a.

Neben allen diesen Charaktertieren unserer heutigen Polar- und Steppenländer wurde Mitteleuropa damals noch bewohnt von Elephas primigenius (Mammut), Elephas trogontherii, Elephas antiquus, Rhinoceros etruscus, Rhin. tichorhinus (wollhaariges Rhinoceros), Rhin. Mercki, Bos primigenius (Urstier), Bison priscus (Auerochs), Cervus (Megaceros) euryceros, Cerv. alces (Elenn), Ursus spelaeus (Höhlenbär), Ursus arctos, Hyaena spelaea, Equus caballus fossilis, Felis spelaea u. a. Das gemeinsame Vorkommen von Rhinoceros und Elephas, welche heute auf die heißen Regionen beschränkt sind, mit echt arktischen Tieren verliert sein Auffallendes, seit man weiß, daß die genannten Dickhäuter ein dichtes wolliges Haarkleid zum Schutze gegen die Kälte trugen, also für den Aufenthalt im kalten Norden besonders eingerichtet waren.

Von den genannten Elephanten und Nashörnern herrschen Eleph. trogontherii und namentlich Eleph. antiquus, sowie Rhin. Mercki in den älteren, — Eleph. primigenius und Rhinoc. tichorhinus in den späteren Abschnitten der Diluvialzeit.

Verlassen wir Europa und werfen einen raschen Blick auf die Diluvial-Faunen anderer Kontinente. Merkwürdig ist das massenhafte Vorkommen von Skeletteilen des Elephas primigenius in Nordsibirien, dessen Diluvialboden zuweilen von Mammutknochen ganz durchsäet ist, und wo so viele fossile Stoßzähne gewonnen werden, daß ein sehr bedeutender Teil alles in den Handel gebrachten Elfenbeines von dort stammt, — Beweise dafür, daß jene Gegenden während der Diluvialzeit Hauptummelplätze des Mammuts waren. An der Mündung der Lena wurde im Anfang des vorigen Jahrhunderts der Kadaver eines Mammuts in dem gefrorenen Boden gefunden. Es maß bis zur Schwanzspitze 5,5 m und war 3,1 m hoch. Seine Haut war von dichtem Haar bedeckt, welches am Halse und auf

dem Rücken eine lange, vielleicht bis an die Knie reichende Mähne bildete (Fig. 617); sein Fleisch war so gut erhalten, daß es Wölfen und Hunden zum Fraß diente, sein Schädel enthielt noch Hirnreste und den vertrockneten Augapfel, zwischen seinen Zähnen fanden sich Reste von nordischen

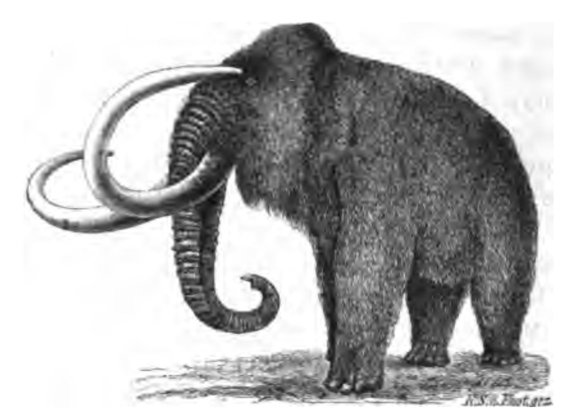


Fig. 617. Elephas primigenius Blum. Rekonstruiert nach sibirischen Kadavern.

Pflanzen, die ihm zur Nahrung gedient hatten. Später tauchte an der Tasbucht der Kadaver eines zweiten, mit Haut und Haar erhaltenen Mammuts aus der gefrorenen Erde infolge des Tauens derselben hervor. Man hat die Zahl der Mammutindividuen, von denen die in den letzten 200 Jahren durch Tauen des Bodens hervorgetretenen und durch die Gewässer ausgewaschenen Skeletteile herrühren, auf 20 000 geschätzt. Auch der mit Fleisch, Haut und Haaren versehene Kadaver eines zweihörnigen Rhinoceros wurde gegen Ende des achtzehnten Jahrhunderts in dem gefrorenen Boden Sibiriens gefunden und zum Teil nach Petersburg gebracht. Auf den Neusibirischen Inseln folgen auf eine bis zu 20 m mächtige Eislage (Steineis) gefrorene lehmig-sandige Schichten, welche neben Betula nana Kadaver des Mammuts umschließen*).

Aus den Löß-, Kies- und Moorablagerungen des nordamerikanischen Diluvialkontinentes stammen die Reste eines riesigen Mastodons (Mastodon giganteum, Fig. 618), von welchem man den Torfmorasten der Staaten New-York, New-Jersey und der Ufer des Missouri eine Anzahl ganz vollständig erhaltener Skelette entnommen hat. Ihre Höhe beträgt fast 4 m, die Länge ihres Körpers gegen 6 und die ihrer Stoßzähne 4 m; Reste des Magens mit Überbleibseln von unverdauten Pechtanne- und Kieferzweigen fanden sich in dem Raume zwischen den Rippen eines der Tiere. Während das Mastodon namentlich in der nördlichen Hälfte des

*) E. v. Toll, Mém. Acad. Imp. St. Pétersbourg. Sér. VII. T. XLII. No. 13.

nordamerikanischen Diluvialkontinentes gelebt zu haben scheint, war die südlichere Partie desselben von Elephas americanus bevölkert. Mit ihnen vergesellschaftet kamen gigantische Hirsche, Renntiere, Elenn, Beutelratten, Nabelschweine, Bisamochsen, Pferde, Biber, Löwen und Bären, endlich im Süden der Vereinigten Staaten Faultiere (Mylodon, Megalonyx,

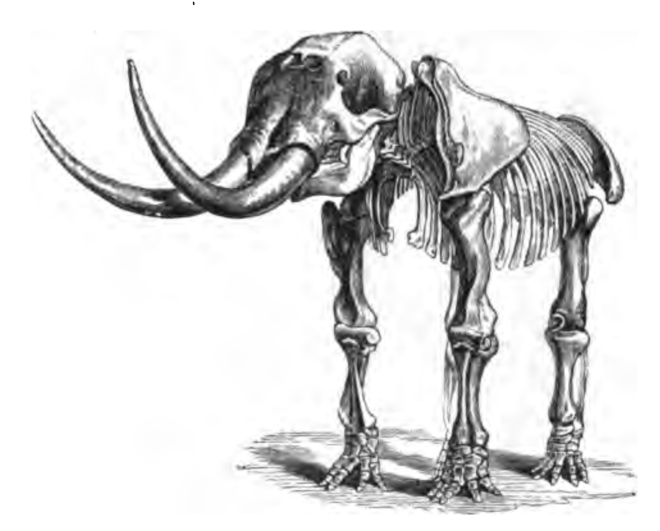


Fig. 618. Mastodon giganteum. Aus dem nordamerikanischen Diluvium.

Megatherium) vor, während einige der gewöhnlichsten europäischen Diluvialformen, wie Rhinoceros, Hippopotamus, Hyäne und Lemming fehlen. Dafür existieren jedoch einige in Europa seit der Tertiärperiode erloschene Gestalten noch fort, so außer dem erwähnten Mastodon namentlich das Hipparion (s. S. 698). Auffällig ist die Häufigkeit der Pferde im Diluvium Nordamerikas, wo sie durch 6 Spezies vertreten sind, aber bald ausgestorben sein müssen, da die Ahnen der jetzt in Amerika lebenden Pferde von Europa importiert sind, also eine zweite, mit der ersten in keiner Verbindung stehende Pferdefauna repräsentieren. Übrigens läßt die Zusammensetzung der diluvialen Tierwelt Nordamerikas schließen, daß dieser Kontinent damals in Zusammenhang mit der alten Welt sich befunden habe, woraus sich die gleichwertige Beteiligung des Mammuts, Elenntieres, Renntieres, Bisamochsen und Pferdes an der beiderseitigen Fauna erklärt, während die nordamerikanischen Faultiere von Süden her eingewandert zu sein scheinen.

Gleichalterige äolische Lösse mit eingelagerten fluviatilen Sanden, reich an Resten von Säugetieren, bilden die ausgedehnten Ablagerungen der Pampas des Laplata in Südamerika und haben in Columbia, Ecuador,

Peru, Bolivia und Chile eine weite Verbreitung*). In der südamerikanischen Säugetierfauna ziehen neben Bibern, Pferden, Tapiren, Lamas, Mastodonten Wölfen, Panthern und breitnasigen Affen namentlich die riesigen Faultiere (Megatherium, Mylodon, Megalonyx) und Gürteltiere unsere Aufmerksamkeit auf sich, während die auffälligsten und gewöhnlichsten Diluvialtiere Europas, der Elefant, das Rhinoceros und Flußpferd, vollständig fehlen. Das Megatherium (Fig. 619) war bedeutend größer, als das

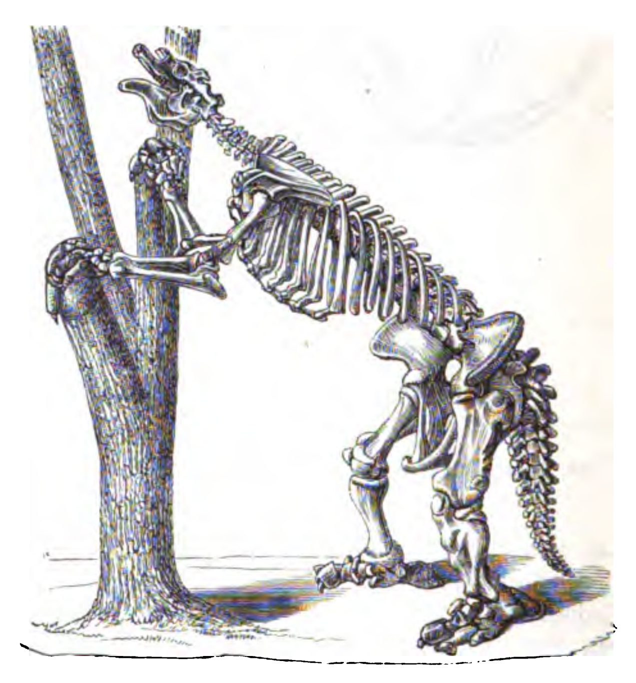
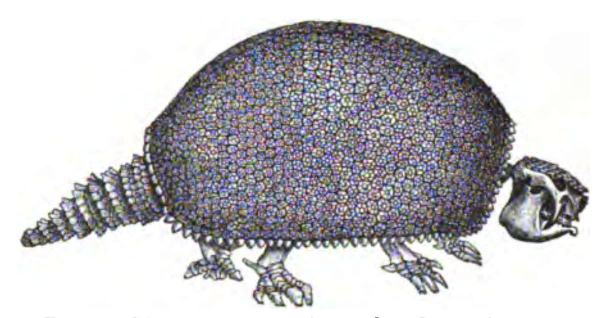


Fig. 619. Megatherium Cuvieri Desm. Aus der Pampasformation von Argentinien.

Rhinoceros, und übertraf an Masse jedenfalls mehr als hundertfach irgend einen der lebenden Vertreter der Edentata; sein Oberschenkelknochen war etwa dreimal so dick, wie der eines Elefanten und zwar nur doppelt so lang als dick; seine Füße waren plump und massenhaft und mit gewaltigen Krallen bewaffnet, der zur Stütze dienende Schwanz hat eine kolossale Ausbildung erfahren. Im Gegensatz hierzu war der Kopf sehr klein. Aller Wahrscheinlichkeit nach richtete das Riesenfaultier seinen Vorderkörper.

*) H. Burmeister, Die fossilen Pferde der Pampasformation (nebst Übersicht der gesamten Säugetierfauna). Buenos Ayres 1875 (auch in Stuttgart). — S. Roth, Entstehung und Alter d. Pampasformation. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 375. — W. Branco, Über eine fossile Säugetierfauna von Punin in Ecuador. Paläont. Abhandl. Bd. I. Heft 2. Berlin 1883.

indem es sich auf Schwanz und Hinterfüße stützte, in die Höhe und riß mit seinen Vorderfüßen Zweige zu seiner Nahrung herunter. Das Glyptodon (Fig. 620) war ein riesiges Gürteltier. Es besaß, von der Schwanzspitze bis zum Kopfe gemessen, 3 m, sein starrer, nicht zusammenrollungsfähiger, schildkrötenähnlicher Panzer gegen 2 m Länge. Es bewohnten also schon zur Diluvialzeit Faultiere und Armadille denselben Kontinent, dessen lebende Säugetierwelt durch Faultiere, Gürteltiere und Ameisenfresser ihren so spezifischen Charakter erhält. Haben wir nun bereits oben gesehen, daß einige Faultiere aus ihrer südlichen Heimat nach Nordamerika auswanderten, um jedoch dort bald auszusterben, so stammen umgekehrt die diluvialen Mastodonten, Pferde und Tapire der Pampas aus dem Norden.


Fig. 620. Glyptodon reticulatus Ow. Pampasformation von Argentinien.

In Australien waren die dasselbe in der posttertiären Zeit bewohnenden Säugetiere, gerade wie sie es jetzt sind, ausschließlich Beuteltiere, nur sind ihre heutigen Vertreter Zwerge im Vergleiche mit ihren Vorfahren. So war das Diprotodon (Fig. 621) so groß wie ein Hippopotamus, sein Schädel allein besaß eine Länge von einem Meter, mit seinen gewaltigen


Fig. 621. Diprotodon australis Ow. Australien.


Fig. 622. Dinornis parvus Ow. Neuseeland.

meißelartigen Schneidezähnen konnte es selbst große Bäume zu Falle bringen.

In Neu-Seeland endlich hausten 3—4 m hohe straußähnliche Riesenvögel, die Moas (Dinornis, Fig. 622), während Säugetiere ebensowenig wie jetzt vertreten waren. Überall findet das Gesetz der Succession gleicher Typen Anwendung.

Der diluviale Mensch.

Die Tatsache, daß Steinwerkzeuge des Menschen und zwar von einem einheitlichen Typus mit Beginn der Quartärzeit bereits über große Flächen der alten und der neuen Welt verstreut sind, macht es wahrscheinlich, daß die Ausprägung der spezifisch menschlichen Merkmale an der tierischen Vorfahrenform sich bereits im jüngeren Tertiär vollzogen hat. Von diesen ältesten Menschen fehlen jedoch bislang jegliche Spuren. Der viel umstrittene Pithecanthropus erectus Dub. aus dem Pliocän von Java (siehe S. 712) steht zwar der gemeinsamen Wurzel von Mensch und anthropoiden Affen nahe, gehört aber mehr in die Entwickelungsreihe der letzteren als in diejenige des Menschen*).

Die erste und älteste Periode, aus welcher sichere Spuren des Menschen vorliegen, wird nach diesen Beweisen, bestehend aus roh behauenen Steininstrumenten, als ältere oder diluviale Steinzeit bezeichnet. Die Bearbeitungsweise des Materiales dieser Gerätschaften, überwiegend Feuerstein, daneben aber auch zahlreiche andere harte Gesteine mit scharfkantigem Bruch, ist innerhalb dieser Periode nicht eine einheitliche gewesen, sondern gehört verschiedenen, aufeinander folgenden Zeitabschnitten an, innerhalb deren in der Bearbeitung dieses Materiales eine fortschreitende Vervollkommnung zu bemerken ist, wobei dasselbe zugleich immer mannigfaltiger wird. Gleichzeitig mit dieser Umgestaltung der Steininstrumente machen sich gewisse Änderungen der Tier- und Pflanzenwelt, also des Klimas wahrnehmbar. Die Gesamtheit dieser Kriterien ist es, auf Grund deren zuerst die französischen Prähistoriker eine Gliederung der Diluvialzeit vornahmen, ohne daß es jedoch immer möglich wäre, die von ihnen unterschiedenen Abschnitte mit den einzelnen Glacial- und Interglacialperioden der diluvialen Vereisungsgebiete zu parallelisieren**).

---

*) H. Klaatsch, Zool. Centralbl. VI. 7. 1899. Mit vollständigem Literatur-Verzeichnis.

**) Boucher de Perthes, Antiquités celtiques et antédiluviennes. 1847. — Lartet et Christy, Reliquiae aquitanicae. London 1865—75. — De Mortillet, Le Préhistorique. Paris 1900. — Girod et Massenat, Les Stations de l'âge du renn. Paris 1900. — Salmon, Age de Pierre. Division pal.-éthnol. en 6 époques. Grenoble 1894.

a) Die altdiluviale Steinzeit.

1. Erster Abschnitt. Das Chelléen. Ablagerungen nur mit primitiven Feuersteinbeilen, sowie mit Elephas antiquus, E. trongontherii, Rhinoceros Mercki und Hippopotamus major, und einer Pflanzenwelt mit z. B. Lorbeer- und Feigenbaum, welche auf ein warmes Klima hinweist. Das charakteristische rohe Chelléen-Beil ist in Frankreich und Belgien allgemein verbreitet, außerdem in Deutschland, Mähren, England, Italien, Spanien, Nordafrika, Nord- und Südamerika anzutreffen. Der altdiluviale Mensch hat demnach schon eine weite Verbreitung über große Strecken der alten und neuen Welt erlangt.

2. Zweiter Abschnitt. Das Moustérien. Die auf ein dauernd warmes Klima hinweisende Pflanzenwelt verschwindet in den nördlicheren Gegenden, mit ihr das Hippopotamus. An Stelle von Rhinoceros Mercki tritt Rhin. tichorhinus; Elephas antiquus und trogontherii werden von Eleph. primigenius verdrängt. Es bildet sich jene typische Säugetiervergesellschaftung, welche durch ein Gemisch südlicher, vom alten Bestande verbliebener Formen mit neu eingewanderten arktischen, später z. T. alpin gewordenen Gestalten charakterisiert wird (siehe S. 748). Die menschlichen Spuren bestehen in Steinmessern, -bohrern und -schabern vom sogenannten Acteul- und Moustier-Typus. Verbreitet in Frankreich (z. B. Sommetal, Abbeville, Dordogne), Belgien, England (Höhle von Kent bei Torquay), Deutschland (Lindenthaler Höhle, Thiede bei Braunschweig) und finden sich hauptsächlich in Höhlen und Felsnischen, die der Mensch infolge der Abkühlung des Klimas als Wohnstätten aufgesucht hatte.

Als naheliegendes Beispiel solcher altdiluviale Artefakte und sonstige Spuren menschlicher Tätigkeit liefernden Höhlen mag zunächst der von O. Fraas ausgebeutete Hohlefels im schwäbischen Achtal dienen. Dem Modergrunde dieser Höhle entstammen Feuersteinmesser der ältesten, rohesten Form, an der Wurzel durchbohrte Schneidezähne des Renntieres und des Pferdes, Bärenskelette, zugespitzte Renntiergeweihe, Skeletteile von Elefanten, Rhinoceros, Renntieren, Antilopen und gewaltigen Katzen, welche letztere den Königstiger um $^1/_3$ seiner Größe übertreffen. Augenscheinlich war die Jagd der Mittelpunkt des Lebens der alten Höhlenbewohner, das Ziel ihrer Jagd aber der Bär und zwar der echte Ursus spelaeus. Die Skeletteile dieses über 3 m langen Höhlenbären liefern nun den interessanten Beweis, daß derselbe von Menschen erschlagen und zerlegt wurde. Der Schädel ist stets mit Gewalt zerklopft, der Unterkiefer herausgenommen und als axtartiges Werkzeug benutzt, die markhaltigen Röhrenknochen sind geöffnet, die Wirbel entzwei geschlagen und schließlich sind die Rippen mit großer Sorgfalt zu Pfeilspitzen gespalten. Um die Bärenkiefer zu kurzen, faßlichen Instrumenten und Handwaffen umzugestalten, wurde der auf-

steigende Ast derselben weggeschlagen und so eine bequeme Handhabe hergestellt, während der spitze Eckzahn, dessen Eindrücke man in vielen anderen damit bearbeiteten Knochen wiedererkennt, als eigentliche Axt diente.

Zu ähnlichen Resultaten haben nach Zittel und von Dechen die Ausgrabungen in der Räuberhöhle unfern Regensburg und in der Balver Höhle auf der rechten Seite der Hönne geführt. Dort fanden sich in den zum Teil humusreichen, zum Teil mit Kalk- und Sandsteingeröllen gemengten Lehmschichten, welche den Boden der Höhle bedeckten, neben Resten von Equus, Sus, Mustela, Castor, Rangifer, Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Ursus spelaeus, Hyaena spelaea, Felis spelaea bearbeitete oder verkohlte Knochen- oder Geweihstücke, rohe Werkzeuge aus Kieselschiefer und Feuerstein, bearbeitete Stücke von Kieselschiefer und Sandstein und endlich Holzkohlen.

In Norddeutschland lieferten die der zweiten Interglacialzeit angehörigen Kiese von Rixdorf bei Berlin (S. 732) eine von Menschenhand bearbeitete Pferde-Scapula (Dames) und die von Eberswalde einen Feuersteinschaber (P. G. Krause). Aus der Gegend von Wolfenbüttel wies Nehring Feuersteininstrumente und Holzkohlenstückchen neben Skeletteilen des Lemming, Pfeifhasen, Rhinoceros, Elephas, Hyaena spelaea, Felis spelaea u. a. nach. Viele der größeren Röhrenknochen und der Schädel zeigten sich gewaltsam zertrümmert (A. Nehring). Ganz ähnliche Resultate ergab die reiche Ausbeute der Lindenthaler Hyänenhöhle bei Gera, der Einhornhöhle bei Scharzfeld am Harz und vieler anderer Höhlen Deutschlands.

b) **Die jungdiluviale Steinzeit** (Magdalénien der Franzosen).

Nordische Einwanderer, vor allen das Renntier, haben das Übergewicht. Rhinoceros und Elephas gehen dem Aussterben entgegen.

Die Steppenfauna mit Saiga-Antilope und Spermophylus (s. S. 749) deutet auf erneute Änderung des Klimas hin, welche zum Postglacial überleitet. Gleichzeitig zeigt sich eine wesentliche Vervollkommnung der Technik in Bearbeitung nicht nur des Stein-, sondern auch des Knochenmateriales zu Gerätschaften der Jagd, Fischerei und der Fellbehandlung, ebenso die erste Entfaltung einer primitiven Kunst in Gravierungen und Schnitzereien auf und aus Elfenbein, Knochen und Geweihstücken.

Zu den Ablagerungen dieser Periode gehören diejenigen an der Quelle der Schussen, eines bei der Prämonstratenser-Abtei Schussenried südlich von Biberach entspringenden, dem Bodensee zufließenden Baches. Ein durch das dortige Torfmoor gezogener Graben ergab nach Fraas*) folgendes

*) O. Fraas, Die neuesten Erfunde an der Schussenquelle. Württemb. naturw. Jahresheft. 1867. Heft 1. Siehe auch Archiv f. Anthropologie. 1867. Heft 3. S. 29.

Profil (Fig. 623): zu oberst liegt Torf *e*, zum Teil mit viel Kies *f* gemengt, und wird unterteuft von einem 1—2 m mächtigen Lager von weißlich-gelbem Kalktuffe *c* mit Pupa muscorum Nils., Helix pulchella Drap., Helix

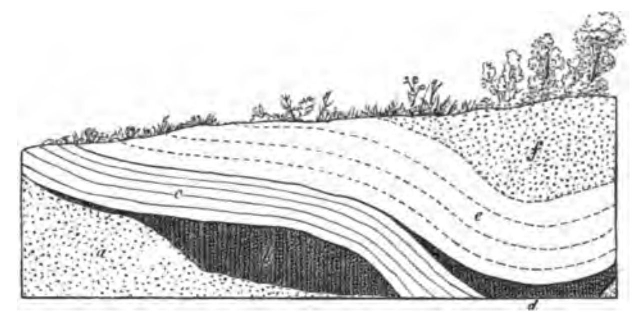


Fig. 623. Profil bei Schussenried. Nach *Fraas*.
a Kies, *b* und *d* Kulturschicht von Schussenried, *c* diluvialer Kalktuff, *e* Torf, *f* Kies.

hispida Lin., Clausilia obtusa Pf. und Pisidium fontinale Pf., wodurch sich der Kalktuff als diluvial herausstellt. Von ihm scharf getrennt, zum Teil, nämlich bei *d* über, zum Teil und zwar links bei *b* unter ihm, liegt eine Schicht dunkelbrauner Moose von so vortrefflicher Erhaltung, daß sie wie frisch erscheinen. Dieselben wurden von Fraas unter den Namen Hypnum sarmentosum und groenlandicum, sowie Hypnum fluitans var. tenuissimum aufgeführt. Diese Moose, welche mit Sand vermischt sind, bilden zusammen mit einem Haufwerke von Knochen abgeschlachteter Tiere und von Produkten menschlicher Kunstfertigkeit die Kulturschicht von Schussenried, welche augenscheinlich eine zum Anhäufen der Abfälle der Küche und des täglichen Lebens benutzte Grube in dem darunter liegenden Kiese *a* ausfüllt und eine Ausdehnung von etwa 40 Quadratruten und eine Tiefe von 1—2 m besitzt. Unter den tierischen Resten der Kulturschicht übertreffen diejenigen des Renntieres alle übrigen weitaus an Menge, während von anderen Hirschen keine Spur vorhanden ist, so wenig wie heute der Edelhirsch mit dem Renntier je zusammen vorkommt. Neben letzterem haben sich bei Schussenried gefunden: Skeletteile des Pferdes, des Vielfraßes (Gulo spelaeus), eines nordischen Bären (Ursus arctos), des Wolfes, des Eisfuchses und Goldfuchses, des Hasen, des Singschwanes und mehrerer Moorenten. Wurden auch noch keine Skeletteile des Menschen gefunden, so zeigen sich doch Spuren seiner Tätigkeit in den aufgeschlagenen Markröhren und Schädeln der Renntiere und Pferde, in den bearbeiteten Geweihen der ersteren, in den Werkzeugen von Flint, in den vom Feuer geschwärzten Schiefer- und Sandsteinplatten, welche die Stelle der Schüsseln und Pfannen vertraten, in den hölzernen und beinernen Nadeln, in den Knollen von roter Farbe, wie sie augenscheinlich zum Bemalen des Körpers benutzt wurden.

Überraschende Proben der Kunstfertigkeit der spätdiluvialen Bewohner Europas lieferte das Kessler Loch bei Thayngen unweit Schaffhausen, wo man in einer von Kalksinter bedeckten Kulturschicht neben zahlreichen Renntierknochen und sorgfältig bearbeiteten Feuersteinmessern, -sägen und -bohrern, sowie Knochennadeln und -pfriemen, zahlreiche auf Rennhorn eingeritzte Zeichnungen von Renntieren und Wildeseln, sowie Schnitzereien von Elfenbein und Renntiergeweih auffand, welche die Köpfe des Moschusochsen und des Pferdes darstellen (L. Rütimeyer, Nüesch). Auch am Schweizerbild bei Schaffhausen entdeckte J. Nüesch in der unteren Kulturschicht der dortigen prähistorischen Niederlassung neben zerschlagenen und angekohlten Knochen, namentlich des Renntieres, sowie des Höhlenbären und Diluvialpferdes, ferner neben Skeletteilen echter Steppenbewohner, endlich außer mannigfachen Feuerstein-, Knochen- und Hornartefakten auf Knochen- und Kalksteinplatten eingeritzte Zeichnungen des Renntiers, des Mammuts und des Pferdes*).

Ganz ähnliche Kunstproduktionen zeigt eine Elfenbeinplatte, welche im Perigord an der Dordogne gefunden wurde. Auf ihr sind auf das unverkennbarste mehrere Mammute in vollem Laufe dargestellt; die krummen Stoßzähne und kleinen Ohren, wodurch das Mammut vom Elefanten abweicht, sind getreu wiedergegeben, ebenso die auffallend langen Mähnen, welche am Halse und Bauche bis zu den Knien herabhingen.

Geradezu überraschend aber sind die »Gallerien« von Abbildungen diluvialer Säugetiere an den Wänden mehrerer ausgedehnter Höhlen des Tales der Vezère und seiner Verzweigungen im Südwesten Frankreichs,

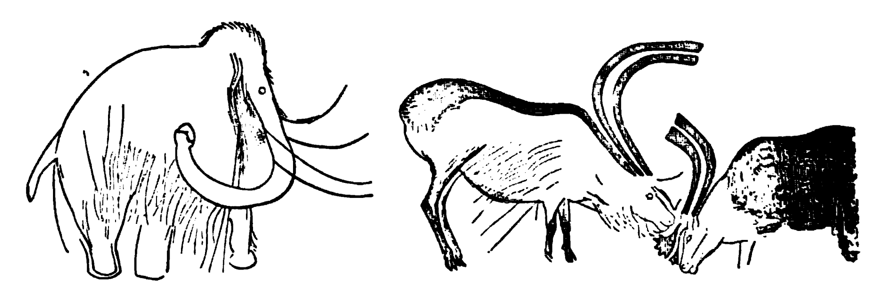


Fig. 624. Wandgemälde eines Mammut aus der Höhle von Combarelles und zweier Renntiere aus der Höhle von Font de Gaume.

von denen Moissan, Rivière und Capitan in jüngster Zeit Kunde gegeben haben. In der tieferen Hälfte der Höhle von Combarelles sind deren beiderseitige Wände ganz von bis über meterhohen, naturgetreuen Tierzeichnungen bedeckt, welche in den Kalkstein mit bis 0,5 cm tiefen Linien eingeritzt sind. Die häufigst abgebildeten Tiere sind Pferde in zwei

*) J. Nüesch, Neue Denkschr. d. allg. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw. Bd. XXXV. 1897.

verschiedenen Rassen, Renntiere z. T. im Laufe, Steinböcke, Antilopen, Bisons und das Mammut in 19 Exemplaren, mit Mähne, den Rüssel abwärts oder nach hinten gebogen (Fig. 624). Die Grotte von Font de Gaume enthält wahre Gemälde der damaligen etwas jüngeren Tiervergesellschaftung, nämlich von 49 Wisents, sowie von Renntieren (Fig. 624), Pferden, Antilopen und einigen Mammuts. Eine Felskante in halber Höhe der Höhlenwand ist als Boden verwertet, auf dem die Tiere weiden. Die Wiedergabe derselben in ihren Bewegungen und den Feinheiten des Kopfes ist überraschend natürlich, z. T. meisterhaft. Die Umrisse ihrer Gestalt sind halbplastisch aus dem Fels herausgearbeitet und mit Manganschwarz angelegt, während die Tierkörper selbst mit rotem Ocker überzogen sind (H. Klaatsch).

Menschliche Skeletteile sind in den Ablagerungen namentlich der Altdiluvialzeit nur außerordentlich selten und meist nur fragmentar angetroffen worden. Ein sehr hohes diluviales Alter besitzen die zwei menschlichen Backzähne, welche zusammen mit primitiven Steinwerkzeugen und mit bearbeiteten und mit Brandspuren versehenen Knochen gemeinsam mit Elephas antiquus und Rhinoceros Mercki im Kalktuff von Taubach-Weimar aufgefunden wurden. Ferner entnahm man der Kulturschicht in der Felsnische von Krapina bei Agram neben Zähnen und z. T. zerschlagenen Knochen von Rhin. Mercki, Ursus spelaeus, Bos primigenius, ferner neben Holzkohlen und altpaläolithischen Artefakten die teilweise angekohlten Schädelfragmente, Kieferstücke und Zähne von mindestens 10 Menschen, die augenscheinlich einem Kannibalenmahle zum Opfer gefallen waren.

In der Höhle von Spy in der belgischen Provinz Namur entdeckte man außer Resten von Rhin. tichorhinus, Elephas primigenius, Hyaena spelaea und Renntier, sowie zahlreichen primitiven Steinmessern auch zwei menschliche Skelette. Gleiches Alter dürfte dasjenige aus einer Höhle des Neandertales besitzen.

So geringfügig nun auch das der vergleichenden Forschung zu Gebote stehende Material an Skelettresten diluvialer Menschen ist, so drängen sich doch bereits an diesem die flache Konfiguration des Schädels, die mächtigen vorbauartigen Knochenwülste über den Augenhöhlen, die robuste Ausbildung der Kiefer, die Größe der Zähne, die starke Runzelung deren Schmelzoberfläche als Abweichungen von dem Typus des rezenten Menschen auf*). Allgemeingültige Folgerungen aber auf den anatomischen Bau der damaligen Bewohner Europas gestatten diese vereinzelten Skelettfunde noch nicht. Dahingegen gewährt die reiche Fülle von Artefakten der Diluvialmenschen und

---

*) H. Klaatsch, Die fossilen Knochenreste des Menschen. Ergebn. d. Anat. u. Entwicklungsgesch. Bd. IX. 1899. S. 415. — Ders., Das Gliedmaßenskelett des Neandertalmenschen. Verh. d. Anat. Ges. Jena 1901. S. 121. — Ders., Knochenreste des altdiluv. Menschen von Krapina. Z. d. D. geol. Ges. 1901. Verh. S. 44.

von Resten ihrer Jagdbeute, die uns überliefert ist, ein ziemlich klares Bild ihres Kulturzustandes und ihrer Lebensweise. Sie waren Nomaden und Höhlenbewohner auf der denkbar niedrigsten Stufe der Kultur, die Benutzung der Metalle war ihnen durchaus, die Töpferei für lange Zeiten noch vollkommen unbekannt, ihre Werkzeuge und Waffen waren anfänglich nur roh behauene Feuersteine und grob bearbeitete Knochen, erst gegen Ende der Diluvialzeit begann sich bei ihnen das Erwachen eines gewissen Schönheits- und Kunstsinnes in der Herstellung von sorgfältig verzierten Waffen und Gerätschaften, von Schnitzereien und Zeichnungen auf Stein, Elfenbein und Geweih einzustellen, statt aus Ton gefertigter Kochgefäße bedienten sie sich der Schiefer- und Sandsteinplatten, Ackerbau war ihnen noch fremd, allein die Jagd verschaffte ihnen ihren Lebensunterhalt, welchen sie sich in z. T. gefährlichem Kampfe mit den gewaltigsten und reißendsten Vertretern der Tierwelt mit Waffen armseligster Art erringen mußten.

Die Dauer dieser paläolithischen Zeit muß eine außerordentlich lange gewesen sein, denn bis zum Beginne der neolithischen Zeit, mit einer der heutigen so nahestehenden Tier- und Pflanzenwelt, haben sich die klimatischen Verhältnisse und mit ihnen die Bewohner der Kontinente umgestaltet und sind wesentlich die der Jetztzeit geworden.

Die Gesteinsablagerungen, welche sich seit dem Verschwinden der diluvialen Tierwelt gebildet haben, werden als **Alluvium** oder **rezente Bildungen** bezeichnet. Sie sind der Gegenstand früherer Betrachtungen gewesen, so die Produkte der Tätigkeit des Wassers und des Eises auf S. 86, 132, 148, des Vulkanismus auf S. 14 u. f., des Windes auf S. 156, des organischen Lebens auf S. 166 u. f. Zu ihnen gesellen sich die Spuren menschlicher Eingriffe in das Walten der Naturkräfte und mehren sich in demselben Maße wie die geistigen und mechanischen Hilfsmittel ihrer Urheber. Denn war die Mannigfaltigkeit der organischen Natur, der Formenreichtum der Faunen und Floren eine notwendige Folge der Summierung von Resultaten aller früheren Einzelvorgänge, so gilt dasselbe von der Vielseitigkeit der geistigen Funktionen des Menschen. Unter dem Einflusse der sich allmählich häufenden Eindrücke, Erfahrungen, Errungenschaften und Erfindungen ward aus dem Geschlechte der Mammut-, Höhlenbären- und Renntierzeit der Mensch, der sich die Erde untertan macht.

REGISTER.

A.

B.

D.

E.

G.

H.

I. J.

K.

L.

N.

O.

P.

Q.

R.

U.

V.

W.

X.

Y.

Z.

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.

